Diss: Bordeaux 1967

BULLETIN DE L'INSTITUT DE GEOLOGIE DU BASSIN D'AQUITAINE

ETUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DU PALÉOGÈNE NORD - AQUITAIN

INTERPRÉTATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE

ANDRÉ KLINGEBIEL

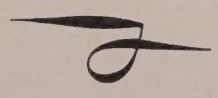
1967 N° 2

351 COURS DE LA LIBERATION — 33 TALENCE

ANDRÉ KLINGEBIEL

ETUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DU PALÉOGÈNE NORD - AQUITAIN

INTERPRÉTATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE



UNIV.
LEIDEN
BIBL.

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

Entre le Massif Central au Nord et les Pyrénées au Sud, le bassin aquitain offre une structure tourmentée. Plusieurs rides anticlinales, d'orientation approximative Est-Ouest, amènent les terrains mésozoïques à l'affleurement à travers la couverture de dépôts tertiaires et quaternaires. Ces accidents individualisent au sein du bassin aquitain, plusieurs bassins d'importance secondaire. Le plus septentrionnal, le bassin nord-aquitain, est bien délimité au Nord par la bordure de terrains crétacés constituant l'anticlinal de Jonzac, et au Sud par les pointements de calcaires maestrichtiens de Villagrains et de Landiras.

Dès le Mésozoïque et plus particulièrement au Crétacé supérieur, le Nord de l'Aquitaine acquiert les caractéristiques d'un bassin épicontinental. Au cours du Cénozoïque l'individualisation et la structure de cette nouvelle unité paléogéographique se précisent par étapes, en correspondance indirecte avec les diverses phases orogéniques pyrénéennes et alpines. Au début du Paléogène, ce n'est encore qu'une vaste plateforme. Cette région est alors le siège d'une sédimentation active alternativement marine ou continentale. Les dépressions périodiquement envahies par la mer sont progressivement comblées, de sorte qu'au Néogène les transgressions n'intéressent plus que les zones les plus occidentales des bassins.

1) Orientations de recherches :

Le but de ce travail était d'abord de préciser l'origine et les modalités de mise en place des matériaux terrigènes qui constituent tout ou partie des séries paléogènes dans le Nord de l'Aquitaine. Il était ensuite de proposer une interprétation stratigraphique des formations continentales déposées en bordure du Massif Central, dont la datation n'avait pu être effectuée par les méthodes classiques en raison de l'absence de tout document paléontologique.

Une telle étude impliquait non seulement un examen détaillé des affleurements disposés en auréoles plus ou moins concentriques, mais encore une analyse méthodique des coupes de forages intéressant des séries aussi complètes que possible dans le centre du bassin.

Il convenait donc de définir en premier lieu les caractéristiques minéralogiques des grandes formations terrigènes élaborées dans cette région au cours du Paléogène. Il fallait ensuite procéder à un examen critique des corrélations stratigraphiques que les affinités entre ces formations permettaient d'établir, de manière à présenter, sur la base de ces données sédimentologiques, une interprétation paléogéographique du Paléogène nord-aquitain. Ces séries alternantes constituent en effet un domaine de choix tant pour une étude lithostratigraphiques que pour une synthèse paléogéographique en raison du nombre et de la qualité des informations recueillies.

Au début de ces recherches, il y a environ six ans, quelques coupes de forages seulement étaient correctement échantillonnées et convenablement réparties dans le bassin compte tenu des impératifs géologiques de cette étude. Le premier programme de travail

que nous avons établi alors, a été complété par la suite, de nouveaux forages ayant été réalisés. Bien que le choix de leurs emplacements ne réponde pas toujours aux besoins d'une meilleure information géologique, ces ouvrages apportaient bien souvent des indications complémentaires précieuses en raison des progrès réalisés dans les techniques de forage, de prélèvement des échantillons et de reconnaissance géophysique des terrains en place. Du point de vue sédimentologique, il n'a pas toujours paru nécessaire d'exploiter systématiquement la totalité des échantillons provenant de ces coupes. En effet, compte tenu des particularités locales révélées par ces nouvelles coupes, les faits paléogéographiques majeurs qui avaient pu être dégagés des premières études, se trouvaient toujours confirmés, si ce n'est précisés par ces données complémentaires. A maintes reprises, les hypothèses concernant les caractères généraux de l'ordonnancement et de l'extension des principales formations se sont avérées solidement fondées.

2) Présentation des résultats :

Cet exposé n'est pas seulement celui du bilan des connaissances acquises sur la nature des sédiments et la disposition des formations paléogènes dans le bassin nord-aquitain. Il s'attache essentiellement à préciser la signification des faits observés dans le cadre de l'évolution dynamique de la sédimentation, sans oublier que toute reconstitution ou interprétation de phénomènes à partir de documents figés, présentent maints dangers, aux premiers rangs desquels se placent les transpositions d'échelle entre la nature des documents et celles des hypothèses qu'ils paraissent justifier.

Il retrace tout d'abord la structure et l'évolution du bassin nord-aquitain durant le Paléogène, telles que les travaux antérieurs les décrivaient.

Ensuite sont examinées les séries déposées au centre du bassin, (reconnues par forages) et les affleurements de bordure observés à la faveur de coupes naturelles. Les descriptions de terrain sont à la fois l'expression d'une observation directe et celle d'un résultat d'analyse lithologique en laboratoire. Afin de ne pas séparer les données sédimentologiques fondamentales des interprétations paléogéographiques immédiates qui en découlent (par delà les variations latérales de faciès et les rythmes sédimentaires locaux) les observations sont groupées selon deux rubriques directrices basées sur deux catégories de critères d'identification des épandages terrigènes.

- Minéralogie de la fraction sableuse: minéraux lourds.

- Minéralogie de la fraction fine: minéraux argileux.

Enfin sont présentées les interprétations lithostratigraphiques et paléogéographiques qu'il paraît possible de tirer de ces observations.

Le remplissage du bassin est examiné sous ses divers aspects . La répartition des sédiments détritiques est régie par la topographie du fond, par la position du niveau de la mer, les particularités du réseau hydrographique. La nature des éléments figurés ou dissous, hérités des continents, dépend non seulement de la topographie de ces derniers, mais encore des climats auxquels ils sont soumis. Nous examinons comment les modifications de la répartition et de la composition des dépôts peuvent traduire des évènements tectoniques ou des changements climatiques intéressant le bassin nord-aquitain et son cadre au cours du Paléogène.

Il n'a pas paru nécessaire de décrire en détail la totalité des observations et des analyses lithologiques qui sont considérées comme un élémentaire travail de préparation à toute étude sédimentologique. Les échantillons et les fiches d'analyse sont conservés à l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine et cette information de base peut être reprise en détail comme cela a été fait pour quelques lots d'échantillons déjà partiellement étudiés par d'autres chercheurs dans des buts différents.

L'exposé des résultats d'analyse est donc volontairement limité à celui des seules données indispensables à la bonne compréhension des phénomènes et de leur interprétation. Les particularités locales des séries et des affleurements ne sont notées que lorsqu'elles permettent de situer une apparente anomalie de sédimentation dans son contexte régional,

ou encore lorsqu elles ont une signification particulière, dans le cadre de la discussion des limites lithostratigraphiques par exemple.

On pourrait s'étonner du peu de place accordé à une technique sédimentologique classique comme la granulométrie. Qu'on se souvienne simplement que la plus grande partie des échantillons est constituée par des déblais de forage. La représentativité de ces derniers est, du point de vue granulométrique, très aléatoire en raison du nombre de couches qu ils peuvent concerner et des pollutions qui peuvent se produire au moment du prélèvement; les éléments les plus grossiers sont en partie détruits par la sonde, tandis que la fraction fine se trouve augmentée par des proportions de boue très variables. En outre, les quantités d'échantillons disponibles n'auraient souvent pas été suffisantes pour procéder à un tamisage valable. C'est donc avec les plus grandes réserves qu'il a été tenu compte des résultats d'analyse granulométriques qui ne concernent pas de carottes ou des prélèvements de surface.

Il est bien évident que le bilan présenté ici n'est ni complet, ni définitif. De nouvelles recherches, de nouveaux forages, apporteront encore des précisions sur certaines des conclusions formulées. Toutefois, l'ensemble des observations effectuées paraissait suffisant pour édifier une première synthèse (1) qui puisse contribuer à une meilleure connaissance du Paléogène aquitain.

(1) La documentation utilisée a été tenue à jour jusqu'à la fin de 1965.

DEUXIEME PARTIE

LES DONNEES GEOLOGIQUES

I. PREMIERES ETUDES SUR LE TERTIAIRE AQUITAIN :

Notre travail étant spécialement consacré à l'étude de la sédimentation terrigène et à l'interprétation paléogéographique du Paléogène nord-aquitain, il nous a paru inutile d'analyser ici en détail les premières phases de l'évolution des idées sur la géologie de ces terrains. Elles se fondent en effet sur des considérations assez différentes de celles qui nous ont guidé. Par contre, nous accorderons toute notre attention aux documents et aux interprétations publiés au cours des trente dernières années, car ils constituent la base de départ de notre étude.

Les premières observations sur le Nummulitique aquitain ont été publiées il y a plus d'un siècle. Elles sont d'abord l'oeuvre d'amateurs éclairés, surtout collectionneurs et paléontologistes (GRATELOUP, 1828-1835, JOUANNET, 1830, ROUAULT, 1848) qui constituent des «Cabinets d'Histoire Naturelle» et rassemblent les premiers documents en dehors de préoccupations scientifiques précises. Puis les géologues commencent à se soucier des problèmes chronologiques (RAULIN, 1848; GOSSELET, 1863; JACQUOT, 1864); les interprétations stratigraphiques qu'ils proposent alors se fondent sur des analogies paléontologiques; elles situent approximativement les unes par rapport aux autres les principales formations étudiées et permettent de jeter les bases de la chronologie du Tertiaire aquitain.

Avec la multiplication des observations portant aussi bien sur les affleurements (MATHERON, 1867; VASSEUR, 1884; BENOIST, 1885), que sur les nombreuses coupes de forages réalisées dès cette époque en Gironde (LINDER, 1874; BENOIST, 1886 et 1888), les systèmes stratigraphiques se précisent, mais se compliquent aussi en raison de la méconnaissance des modalités et de l'ampleur des passages latéraux de faciès. La comparaison des faunes reste toujours le procédé fondamental de l'interprétation stratigraphique; cependant la notion «d'étage», unité chrono-stratigraphique, n'est pas dissociée de celle des formations qui la matérialisent.

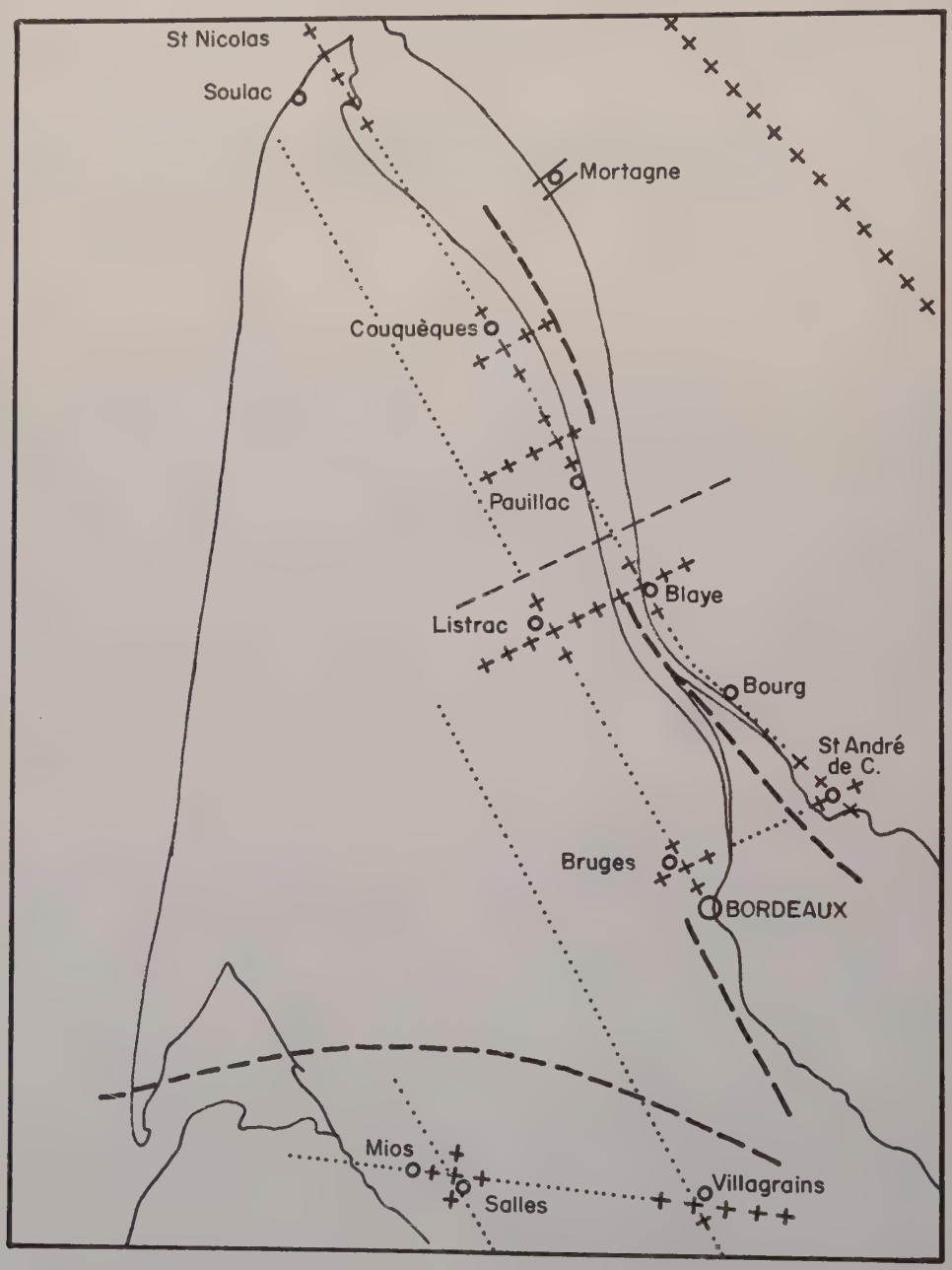
En outre, au lieu de présenter une échelle stratigraphique propre au bassin aquitain, les auteurs s'efforcent de retrouver dans les séries nummulitiques de la Gironde toutes les couches décrites dans le bassin de Paris. Ce souci nous paraît particulièrement bien illustré par les hypothèses émises à propos des ressources acquifères du sous-sol de la ville de Libourne (BILLIOT, LINDER et RAULIN, 1866), qui supposent l'existence «d'une nappe fortement jaillissante dans le sable vert au-dessous de la craie» alors que cette formation sableuse n'est même pas connue à l'affleurement en Aquitaine.

N'ayant pas réussi à établir un paral-

lélisme chronologique entre le bassin de Paris et le bassin d'Aquitaine, les géologues se sont alors trouvés contraints d'employer des noms de formations (Sables inférieurs, Calcaire de Blaye, Calcaire de St-Yzans, Sables du Libournais). Le problème de la signification chronologique relative de ces diverses unités soulève des objections et alimente de longues discussions.

Peu à peu, au début du XX ème siècle se trouve mis en place le schéma classique du Tertiaire nord-aquitain, avec les travaux de BENOIST (1887), FALLOT (1889), VASSEUR (1891), DOUVILLE (1919), REPELIN (1920) puis ABRARD (1924) et BLAYAC (1930).

Reprenant tous ces travaux, FABRE (1939) établit une biozonation des terrains



CARTE 1 STRUCTURE TECTONIQUE DU MEDOC D'APRES A. FABRE (1939).

éocènes et oligocènes du Médoc.

Il montre que du point de vue tectonique, les formations de l'Eocène nord-aquitain sont plus compliquées qu'on ne le croit d'habitude, et que la diversification des faciès est assez directement liée à l'évolution tectonique du bassin.

Il convient de remarquer cependant que le Médoc constitue au Tertiaire un domaine de sédimentation assez particulier, et qu'il est difficile d'étendre à l'ensemble du bassin aquitain, les conclusions tirées de l'étude de cette région.

C'est au cours de la période 1940-1960 que sont progressivement publiées les données géologiques qui définissent le cadre de nos recherches sédimentologiques.

II. LE CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE :

1) LE CADRE STRUCTURAL :

a) Le substratum mésozoïque :

Jusque vers 1950, les terrains mésozoïques n'étaient connus dans le bassin Nord-aquitain, que par les affleurements de bordure (Charente-Périgord), dont certains d'ailleurs avaient été choisis comme stratotypes. De rares pointements à travers la couverture tertiaire et quaternaire aux environs de Villagrains et de Landiras, permettaient de penser que ces terrains constituaient le fond du bassin. En fait, le Crétacé avait été atteint, à des époques déjà anciennes, par quelques forages profonds (Château Renne Vigneau à Bommes en 1872, Château Loudenne à St-Yzans de Médoc en 1900), mais n'avait fait l'objet d'aucune étude géologique détaillée. Depuis une quinzaine d'années, les forages exécutés à l'occasion des grandes prospections pétrolières et la recherche de nappes d'eau de plus en plus profondes ont apporté de nombreuses précisions sur la position et la nature des terrains secondaires qui apparaissent beaucoup plus variées qu'on ne l'avait imaginé tout d'abord.

- Age et faciès des terrains mésozoïques :

Le toit du Mésozoïque est généralement bien reconnaissable macroscopiquement à sa nature calcaire. On constate cependant une certaine diversité lithologique, due à la fois à des variations latérales de faciès et au fait que ce n'est probablement pas toujours le même horizon qui constitue ce toit.

La datation de ces terrains est parfois rendue difficile :

- parce qu'ils présentent parfois des faciès différents de ceux qui affleurent en bordure du bassin.

- parce que souvent les forages sont arrêtés dès qu'ils ont atteint ces horizons calcaires et qu'on ne connaît pas les niveaux inférieurs qui permettraient de mieux situer les couches rencontrées, dans la série stratigraphique du Crétacé supérieur. C'est le cas en particulier de certains niveaux qui intéressent des couches de transition entre le Campanien supérieur et le Maëstrichtien inférieur, étages dont les limites restent en Aquitaine sujettes à discussion.

- parce que dans certaines parties du bassin (zone Sud) aucune discontinuité majeure de sédimentation ne vient souligner la limite Crétacé-Tertiaire les terrains mésozoïques étant recouverts par des calcaires «paléocènes».

- Topographie du substratum mésozoïque :

Pour reconstituer la topographie de la surface des formations secondaires, nous avons utilisé des indications d'ordre tectonique qui peuvent être tirées de l'analyse géomorphologique du relief actuel (VIGNEAUX, 1956) et plus particulièrement du chevelu hydrographique dont la genèse est en partie liée à l'évolution de déformations structurales récentes (ENJALBERT, 1960; PRUD'HOMME et GOTTIS, 1962).

Dans certaines des structures ainsi étudiées on retrouve des lignes de fractures suivant des directions varisques ou armoricaines reflétant les génératrices fondamentales des orogénèses anciennes. Les autres directions et plus spécialement celles orientées Est-Ouest, sont parfois considérées comme des échos lointains de l'orogénèse pyrénéenne, se manifestant par le rejeu d'accidents de direction présumée calédonienne (MATHIEU, 1937).

Bien que la topographie actuelle du bassin ait été élaborée progressivement jusqu'à une époque récente, la surface du Mésozoïque est davantage une surface d'érosion qu'une surface de régression. Presque partout elle est recouverte par des formations terrigènes rouges qui dans la plupart des cas ne sont pas uniquement des faciès d'altération des calcaires sous-jacents, car elles contiennent des minéraux détritiques différents et des éléments plus grossiers. Contrairement à ce qui se passe dans le Sud et dans le centre du bassin aquitain, où la sédimentation marine se poursuit sans discontinuité du Crétacé au Tertiaire, une longue phase d'émersion intéresse le Nord de l'Aquitaine, à l'orée des temps tertiaires. Le hiatus entre les formations marines du Crétacé supérieur et celles de l'Eocène augmente du Sud vers le Nord (ROUSSEAU, 1962) et de l'Ouest vers l'Est.

b) L'évolution tectonique au cours du Paléogène:

L'étude comparée des diverses successions lithologiques représentant le Paléogène dans le bassin nord-aquitain montre que si certaines périodes sont matérialisées par des formations relativement homogènes, et de grande extension, d'autres au contraire, sont illustrées par une grande variété de dépôts. Cette diversité correspond certes à des changements du régime des apports terrigènes, mais aussi à des modifications structurales parfois considérables du fond même du bassin, provoquant des lacunes, facilitant des érosions, ou déterminant directement des variations latérales de faciès.

Il semble que ce soit dans le sous-sol du Bordelais que la subsidence générale qui affecte le fond du bassin ait été la plus régulière car les termes thalassogènes et terrigènes continentaux y sont bien représentés dans des séries alternantes sans lacunes de sédimentation trop importantes.

Infraéocène :

Les dépôts de sables et argiles rouges qui se trouvent à la base des séries paléogènes, succèdent à une première déformation des couches du Crétacé supérieur. On peut les interpréter comme la conséquence du rajeunissement et de l'érosion des massifs hercyniens formant alors le cadre de l'Aquitaine. Mais il faut noter que des reliefs sont alors édifiés au centre du bassin, et sont alors eux aussi érodés. C'est le cas à Bouliac où le Crétacé a été trouvé en position haute et où, de surcroît, le Maëstrichtien a été érodé (VEILLON-VIGNEAUX, 1963 a).

Eocène et Oligocène :

Les traits structuraux fondamentaux du bassin nord-aquitain ont été acquis au cours de ces périodes. Bien que la plupart des forages ne reconnaissent pas l'ensemble des terrains déposés alors, les déformations subies par le bassin au cours du Paléogène peuvent être néanmoins déduites aussi bien des variations de faciès observées dans les formations éocènes et oligocènes que de celles observées dans des séries plus récentes.

Etudiant diverses coupes de forages, certains auteurs ont procédé à des essais de reconstitution de l'histoire tectonique du bassin nord-aquitain au cours du Tertiaire.

Premières synthèses tectoniques :

BENOIST et BILLIOT (1889) paraissent être les premiers à montrer que les terrains tertiaires ont subi des déformations. Examinant la disposition des molasses de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène reconnues dans des forages implantés en bordure de la Dordogne, entre la Gironde et Libourne, ils observent que ces terrains se déposent dans un petit «synclinal» occupant la région de Libourne.

Après une analyse détaillée des affleurements et des coupes de forages intéressant les terrains tertiaires du Médoc, FABRE (1939) définit dans cette région des zones anticlinales ou synclinales d'orientation S.E.N.W. (armoricaine) recoupées perpendiculairement par d'autres accidents similaires (Carte n° 1). A l'image de ce qui a été observé par BOURCART sur le littoral atlantique au Portugal et au Maroc, il décrit en Médoc des accidents trans-

versaux (pyrénéens) et longitudinaux (armoricains).

C'est à FABRE que nous devons les termes de «synclinal de Pauillac», et de «synclinal de Bordeaux». Quant au «synclinal girondin» ou «Bassin girondin» «compris entre le dernier anticlinal pyrénéen (Villagrains-Landiras) et le dernier anticlinal armoricain (anticlinal des Charentes)», il possèderait selon lui, une signification différente des autres synclinaux car il représenterait une zone d'interférence de deux tectoniques de style différent où s'équilibrent les poussées du Sud et les poussées venues de la résistance des massifs hercyniens du Nord. Il observe en outre (1939, p. 493) que les accidents pyrénéens se forment principalement pendant l'Eocène inférieur et moyen, tandis que les accidents armoricains développés sous l'action des poussées liées à l'orogénèse alpine, prennent un développement croissant à partir de l'Eocène supérieur. Il considère néanmoins que toutes ces unités tectoniques, de style souple, «dômes et bassins de subsidence, se développent simultanément d'une manière lente et progressive, quoique discontinue».

Publications récentes :

Par la suite, de nouveaux forages et l'étude rigoureuse de coupes anciennes ont permis de définir de nouvelles unités tectoniques, et notamment de préciser l'existence d'accidents de type cassant :

Dans le sous-sol de Bordeaux, VIGNEAUX, VEILLON et MOYES (1956) retracent l'évolution subsidente du «synclinal de Bordeaux-Bègles», limité à l'Est par la «zone tabulaire de la Bastide et au Nord par le «Môle de Bruges». Une flexure importante est alors observée au sein des formations éocènes, entre la rive droite et la rive gauche de la Garonne, à la hauteur du début du grand méandre du fleuve. Le prolongement de cet accident désigné sous le terme de «faille de Bordeaux», est décelé par la suite (VEILLON, VIGNEAUX, 1959) mais son orientation (probablement armoricaine) et son amplitude restent imprécises, le dénivellement observé entre les coupes de forages correspondant à une pente inférieure au «pendage de côte» des grès de Bazas par exemple, décrit par M. VIGNEAUX (1953 b)en bordure de l'anticlinal de Villagrains-Landiras. On peut néanmoins estimer que la limite d'extension de la transgression miocène dans la banlieue Nord-Ouest de Bordeaux, correspond sensiblement à cet accident qui se prolonge vers le Nord par la «faille de Saint-Médard-en-Jalles» (VEILLON, VIGNEAUX, 1961 c).

En Médoc et en bordure du littoral atlantique, peu de forages intéressent l'ensemble des terrains paléogènes. Plus nombreux sont ceux qui traversent seulement ou partiellement le Miocène et l'Oligocène. Leur étude montre que certaines des principales unités tectoniques précédemment définies par FABRE en bordure de la Gironde, se développent vers l'Ouest.

C'est tout d'abord la ride anticlinale de Carcans qui est reconnue (VIGNEAUX, 1953 a). Elle individualise nettement pendant l'Eocène, la «cuvette synclinale du Bas-Médoc» (CARALP, MOYES, VIGNEAUX, 1959), et au Miocène le «Synclinal de Hourtin» (CARALP, VIGNEAUX, 1960), qui constituent des domaines de sédimentation marine indépendants des zones plus méridionales. Vers le Sud, cette anomalie tectonique profonde est limitée par des cassures, faille de Castelnau (VEILLON et VIGNEAUX, 1961 f), faille du Porge (CARALP-VIGNEAUX, 1959 b) qui délimitent une série de compartiments affaissés, puis une plateforme légèrement inclinée vers le Sud jusque dans la région d'Arès sur les bords du Bassin d'Arcachon. Au Miocène, le domaine néritique de cette vaste dépression ouverte vers le Sud-Ouest, forme le «synclinal de Croix-d'Hins» (JULIUS, MOYES et VIGNEAUX 1959) dont la subsidence est alors en relation étroite avec le soulèvement de l'anticlinal de Villagrains-Landiras dont on connaît la stabilisation récente.

Anticlinal de Villagrains-Landiras. L'évolution tectonique de cette région s'inscrit en effet nettement dans la répartition des formations marines miocènes (VIGNEAUX, 1953 b). Il est par contre plus difficile de reconstituer son histoire au cours de l'Eocène, car peu de forages ont encore reconnu les séries de cet âge à la périphérie de cet anticlinal. A son sommet l'absence de terrains éocènes est généralement due à des phénomènes d'érosion consécutifs à la surrection de cette structure au début de l'Eocène moyen (VEILLON, VIGNEAUX, 1961 e). En effet, jusqu'à cette époque les faciès sont ici assez uniformes et paraissent plus influencés par l'anticlinal de Mano (Bonnard et alt. 1958).

Vers l'Ouest cet accident semble se prolonger par l'«anticlinal de Biganos» (VIGNEAUX, 1953 c et 1954 b, VEILLON et VIGNEAUX, 1955 a).

Vers l'Est, on sait que l'axe de cet anticlinal subit un ennoyage rapide au niveau de la vallée du Ciron, comme l'atteste la profondeur du Crétacé dans le forage du Château-Vigneau à Bommes. Cependant, la répartition des faciès du Miocène et de l'Oligocène dans le Bazadais où se constitue une zone subsidente fonctionnant jusqu'au Miocène (CARALP et VIGNEAUX, 1959 a), montre un net relèvement des couches éocènes au Nord d'Auros. Celui-ci marque la limite d'extension des formations marines du Miocène inférieur (CARALP, MOYES, VEILLON et VIGNEAUX, 1960).

Entre-Deux-Mers : Sur le plan structural, la vallée de la Garonne entre Langon et Bordeaux longe une flexure affectant les calcaires oligocènes. Peu d'observations ont été publiées à ce sujet. Il est vrai que les forages de recherches d'eau sont implantés tout au long de la vallée de la Garonne et ne permettent donc pas d'apprécier exactement l'allure de cet accident en profondeur, ni l'ampleur des variations latérales de faciès au sein des formations éocènes de part et d'autre de cette structure. Il est d'ailleurs probable que son axe, de direction armoricaine, est recoupé par nombre d'accidents transversaux de moindre importance tels que «l'ondulation anticlinale de Paillet» (VEILLON et VIGNEAUX, 1956). C'est dans la banlieue bordelaise, qu'en raison de l'existence de forages sur les côteaux de la rive droite, à Cenon et Floirac. Cette structure est la mieux connue (KLINGEBIEL et LALANNE DE HAUT, 1962). La mise en place des «Sables inférieurs» semble en effet déterminée par de tels accidents que soulignent des chenaux subsidents (comblés d'éléments détritiques grossiers) encadrant la zone haute de Cenon-Floirac, à sédimentation argileuse. Par la suite, l'étude comparée des coupes de forages de La Benauge et de Bouliac (VEILLON-VIGNEAUX, 1963 a) montre l'existence d'une faille de direction varisque en bordure d'un dôme ou d'une crête anticlinale dans la région de Bouliac; les principaux rejeux de cette structure se sont produits avant l'Yprésien et durant l'Eocène moyen.

Libournais et Bergeracois. Toutes les coupes des forages profonds implantés dans cette région montrent que le Crétacé supérieur est en position basse et que dans les formations éocènes où les intercalations thalassogènes diminuent rapidement de puissance vers le Nord et l'Est, prédominent les faciès détritiques grossiers. Ainsi se dessine au cours du Paléogène une vaste dépression subsidente constituant une zone d'appel des apports terrigènes issus du Massif Central. En l'absence d'horizons repères précis et en raison de la dispersion des forages, les accidents tectoniques susceptibles d'exister dans cette région sont difficiles à déceler. Le cadre de cette zone où se sont affrontées tout au long du Paléogène les transgressions marines et les épandages terrigènes continentaux, est constitué :

- au Nord-Est par l'anticlinal de la Couze;

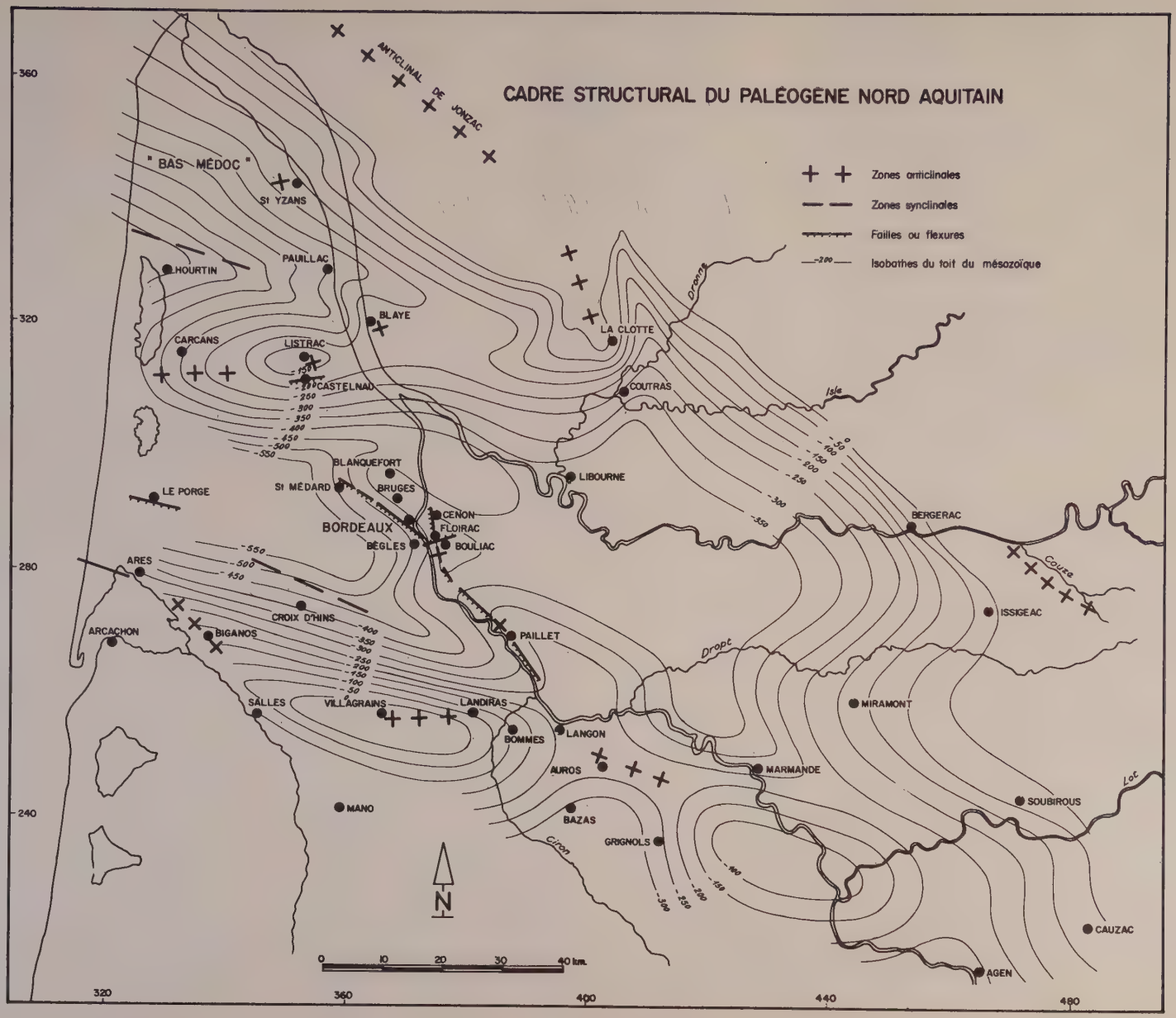
- au Sud par une zone haute dite zone haute de Miramont-Soubirous entre les vallées du Dropt et du Lot (KLINGEBIEL et LAPIERRE, 1962).

- à l'Ouest par les extrémités orientales de l'anticlinal de Carcans-Blaye-Listrac et de l'anticlinal de Jonzac qui s'ennoient profondément au niveau des vallées de l'Isle et de la Dronne. Les affleurements de la Clotte, au Nord de Coutras en seraient un dernier témoin.

Lot et Garonne: Peu de publications traitent du sous-sol du Lot-et-Garonne. On sait seulement, grâce à quelques forages (Agen) que dans cette zone les sédiments lacustres ou continentaux du Paléogène reposent directement sur le Jurassique (MENGAUD, 1926) ou le Cénomanien (Cauzac-Tulet). Cette zone haute ainsi mise en évidence, tectoniquement peu perturbée, marque nettement l'extrémité Sud-Est du bassin nord-aquitain.

Une dépression dans la région de Marmande paraît s'ouvrir à l'Ouest sur le golfe du Bazadais (Grignols) et représente déjà un domaine de sédimentation un peu différent du bassin nord-aquitain.

La carte n° 2 où figurent les isobathes de la surface des terrains mésozoïques, résume nos connaissances sur la disposition actuelle des bassins tertiaires dans le Nord de l'Aquitaine. Elle nous permet de situer et de définir les principaux domaines de sédimentation dont il conviendra de reconstituer la genèse par l'examen de la répartition des formations de remplissage au cours du Paléogène.


CADRE STRUCTURAL DU PALÉOGÈNE NORD AQUITAIN
ANTICLINAL DE JONZAC
" BAS MÉDOC "
St YZANS
HOURTIN
PAUILLAC
BLAYE
CARCANS
LISTRAC
CASTELNAU
LA CLOTTE
COUTRAS
LIBOURNE
BLANQUEFORT
St MÉDARD
BRUGES
LE PORGE
CENON
FLOIRAC
BORDEAUX
BÈGLES
BOULIAC
BERGERAC
ISSIGEAC
ARES
CROIX D'HINS
ARCACHON
BIGANOS
PAILLET
SALLES
VILLAGRAINS
LANDIRAS
BOMMES
LANGON
AUROS
MARMANDE
MIRAMONT
SOUBIROUS
MANO
BAZAS
GRIGNOLS
CAUZAC
AGEN
Zones anticlinales
Zones synclinales
Failles ou flexures
Isobathes du toit du mésozoïque
Dronne
Isle
Dropt
Ciron
Lot
Couze
N
0 10 20 30 40 km.
360
320
280
240
320
360
400
440
480

CARTE 2:

2) LE CADRE STRATIGRAPHIQUE :

Comme dans toutes les autres séries, les bases de l'interprétation chronostratigraphique du Paléogène nord-aquitain sont avant tout d'ordre paléontologique. La définition des limites entre les unités chronologiques reste cependant tributaire des relations entre les faunes et les faciès, entre les séquences lithologiques et faunistiques (KLINGEBIEL, VEILLON et VIGNEAUX, 1962 b). Aussi convenait-il d'éviter de prendre pour cadre de cette étude un découpage préalable des séries en unités stratigraphiques trop étroitement délimitées et de valeur chronologique incertaine. Par un tel procédé, on risque en effet d'élaborer des corrélations et des synthèses sur des bases erronées, et d'envisager de faux problèmes issus de pétitions de principe.

Nous n'avons pas pu utiliser, comme base de travail, la biozonation préconisée par FABRE (1939). Certaines des coupes de forages étudiées par cet auteur ne sont en effet que des réinterprétations de descriptions de couches, et les échantillons des autres coupes n'ont généralement pas été conservés. Il nous a donc paru préférable d'analyser des séries ayant été l'objet d'études micropaléontologiques, et dans lesquelles la signification chronologique des biozones établies peut être discutée.

Pour toutes ces coupes, nous n'avons donc considéré que les ensembles majeurs, paléontologiquement et sédimentologiquement bien individualisés. Dans le domaine marin, chaque unité stratigraphique est bien matérialisée par le plein épanouissement de groupes de formes distinctes ou caractéristiques dont le développement est sensiblement en concordance avec le déroulement d'une séquence sédimentaire majeure. Certes, du point de vue de la chronologie absolue, les limites de ces unités restent imprécises; mais si on évite l'utilisation abusive de termes et d'unités, dont l'exactitude est illusoire, il est alors possible de participer à l'analyse critique de ces limites et de ces unités.

Les subdivisions stratigraphiques fondamentales que nous avons adoptées dans le Paléogène, sont au nombre de 5. Elles peuvent par l'ensemble de leurs caractéristiques, représenter des «étages» c'est-à-dire des unités chronologiques valables à l'échelle mondiale (VIGNEAUX, 1962). Nous préciserons succinctement leur définition, en rapport avec la biozonation du Paléogène aquitain établie par M. VEILLON (1962) :

Infraéocène :

Sous ce terme nous avons désigné l'ensemble des terrains reconnus en forage entre le toit du Maëstrichtien, ici toujours bien marqué par un arrêt de la sédimentation marine d'une part, et les formations transgressives de l'Eocène inférieur d'autre part. Des dépôts continentaux dont les périodes de mise en place peuvent être assez différentes, se trouvent donc englobés dans cette dénomination, mais il n'est pas possible de dater à priori avec plus de précision.

Quant aux affleurements de sables fossilifères de la rive droite de la Gironde, primitivement attribués au Paléocène (SCHOELLER, 1948), il ne semble pas, qu'en raison de leur contenu faunistique, ils puissent être maintenus dans cette unité stratigraphique; ils seront donc considérés comme d'âge éocène inférieur.

Nous avons donc préféré ce terme à celui de Paléocène en raison des critiques et des imprécisions qui s'attachent à cette unité chronostatique dont l'emploi est contestable (MANGIN, 1957). Nous l'avons préféré à celui d'Archeocène (VIGNEAUX, 1962) dont il nous aurait fallu préciser le contenu paléontologique et discuter la valeur stratigraphique. En raison de l'objet propre de cette étude, il ne nous était pas possible d'entreprendre cette analyse et nous avons jugé plus commode d'utiliser le terme d'Infra-Eocène, plus imagé, et sans signification chronostratigraphique.

Eocène inférieur :

La mer ne revient dans le bassin Nord-aquitain que très progressivement. Les termes les plus anciens sont, dans le Sud, les calcaires à *Alveolina cucumiformis* et *A. avellana*, puis dans le Nord des marnes à *Nummulites globulus* et des grès à *Nummulites exilis*

D'une manière générale nous avons groupé sous le terme d'Eocène inférieur toutes les formations correspondant à ces biozones et postérieures à celles-ci, y compris les grès à

Nummulites jacquoti, les marnes à *N. praeloevigatus*, *N. rotularius* et *N. pernotus paraburdigalensis*, ou les calcaires à *N. burdigalensis*.

Eocène moyen :

Cette unité englobe tous les terrains compris entre les marnes à *Nummulites cf. inkermannensis* ou les grès et les sables à *N. aquitanicus* à la base, et les calcaires marneux à *N. millecaput* et *N. aturicus* ou les calcaires à *Orbitolites complanatus*, *Linderina brugesi*, et *Alveolina boscii* au sommet.

Eocène supérieur :

Il commence par des grès calcaires à *Nummulites brongnarti*, *Alveolina fragilis* ou des marnocalcaires à *N. cf. variolarius*, *Alveolina cf. elongata* et *A. fusiformis*; il sera défini au sommet par des marnes à *N. chavannesi* ou des calcaires à *N. fabiani*, *N. incrassatus* et *Neoalveolina*.

Oligocène :

Le début de cette période sera marqué par l'apparition de *Halkyardia minima* et de *Nummulites cf. vascus*. Cette limite inférieure est parfois imprécise car la transgression oligocène est lente à se manifester après une période de régression longue mais peu accusée. Les horizons supérieurs de l'Oligocène sont au contraire mieux définis par des calcaires à *Nummulites intermedius* et *N. incrassatus* et des marnocalcaires à *Miogypsinoïdes*.

3) CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE :

Toute reconstitution paléogéographique implique une interprétation stratigraphique préalable des séries étudiées. Dans le domaine marin, l'analyse lithologique et minéralogique des sédiments n'apportera que des précisions paléogéographiques complémentaires aux conclusions des études paléontologiques et biostratigraphiques. Par contre dans le domaine continental, elle conditionnera toute possibilité d'interprétation lithostratigraphique. Enfin, elle est la seule qui puisse apporter des indications concrètes sur la nature et l'évolution des surfaces continentales émergées, par une meilleure connaissance des dépôts terrigènes, produits de l'altération et de l'érosion de ces surfaces.

L'analyse séquentielle permet d'envisager dans leur ensemble les passages latéraux entre les formations marines et les formations continentales, et, en l'absence de repères paléontologiques, de déceler des lacunes importantes au sein des séries détritiques.

La plupart des interprétations paléogéographiques du Paléogène nord-aquitain qui ont été présentées jusqu'ici, ne sont le plus souvent que le résultat de l'étude approfondie d'une seule catégorie de critères :

- critères paléontologiques dans les formations marines où sont étudiées les faunes d'Ostracodes (DUCASSE, 1962) ou de Foraminifères (VEILLON, 1962).

- critères minéralogiques dans les formations continentales (KULBICKI, 1957; RECHINIAC, 1962).

- critères hydrologiques (SCHOELLER, 1947).

Des études plus exhaustives ont été réalisées mais n'intéressent que des périodes de sédimentation particulières, comme celle de la mise en place des «Sables inférieurs» du Bordelais (KLINGEBIEL et LALANNE DE HAUT, 1962) ou la période d'émersion qui marque la limite entre les terrains crétacés et tertiaires (ROUSSEAU, 1962).

L'analyse comparée de toutes ces publications a permis de dresser une première esquisse de l'évolution paléogéographique de l'Aquitaine (VIGNEAUX, 1962). Il convient de la compléter par une étude à la fois plus générale et plus détaillée des séries éocènes et de comparer les résultats ainsi obtenus avec les connaissances acquises sur les régions voisines.

III - LES PROBLEMES ABORDES :

Nous venons de voir que certains des aspects de l'interprétation stratigraphique du Paléogène nord-aquitain ont déjà été examinés mais n'ont jamais été en fait que des études spécialisées isolées, restreintes soit à une technique, soit à une période de sédimentation

particulières. Il était indispensable de reprendre toutes ces données et, à la faveur de l'exécution de nouveaux forages intéressant des séries continues de l'Eocène ou des parties mal connues du bassin, de compléter ces études sur le plan sédimentologique.

1) QUESTIONS A RESOUDRE :

A partir des données stratigraphiques fondamentales déjà acquises sur les formations marines, nous nous sommes proposés :

a) de préciser la répartition des matériaux terrigènes dans les séries marines littorales et d'en esquisser une lithostratigraphie basée sur les données de l'analyse minéralogique et séquentielle. D'étendre ensuite, dans la mesure du possible, ces interprétations lithostratigraphiques aux dépôts continentaux azoïques de piedmont.

b) de reconstituer l'évolution paléogéographique du bassin nord-aquitain et de son cadre au cours du Paléogène.

c) par comparaison avec les bassins voisins (soit parce qu'ils sont tributaires de la même province océanique, soit parce que les matériaux qui s'y déposent proviennent des mêmes massifs continentaux) essayer d'apprécier :

- le rôle et l'évolution des facteurs climatiques dans la genèse des apports terrigènes;

- l'ampleur des phénomènes de transformation de ces matériaux au cours de leur mise en place dans le bassin.

2) METHODES UTILISEES :

Pour parvenir à une meilleure définition des lithofaciès, nous avons procédé à une analyse lithologique sommaire mais systématique de toutes les formations étudiées. Nous avons complété ces données générales mais fondamentales par une étude détaillée de la composition minéralogique des principaux faciès. L'ensemble de ces résultats a été utilisé pour effectuer l'analyse séquentielle des séries.

a) Analyse lithologique :

Echantillons d'affleurements : Lors des prélèvements sur le terrain, toutes les observations relatives aux conditions de sédimentation ont été notées. L'analyse lithologique en laboratoire a pour seul but de préciser cette interprétation sur la base de proportions chiffrées de ses constituants fondamentaux.

Echantillons de forage : Tous les forages étudiés ont été exécutés par le procédé dit «au rotary». Dans les formations relativement meubles, les «déblais» (cuttings) remontés par la boue et recueillis sur le tamis vibrant sont généralement de petite taille. Les prélèvements ayant été faits tous les mètres d'avancement de la sonde, il n'est pas possible de préciser la nature et l'importance exactes des bancs dont l'épaisseur est inférieure à un mètre. En effet, la composition globale de l'échantillon n'est en fait que la somme des compositions particulières des diverses couches traversées entre deux prélèvements. Il faut également tenir compte de la présence de «retombées», débris généralement de plus grosse taille, remontés plus lentement ou arrachés aux parois des puits. Un bref examen microscopique des échantillons permet néanmoins de reconnaître ces éléments et d'apprécier leur abondance.

L'analyse lithologique a pour but fondamental de préciser les proportions de constituants essentiels des couches rencontrées et dissociées par le trépan. Elle permet de définir la nature des formations malgré la présence de petites quantités de boue de forage, plus gênantes pour l'observation que pour le dosage des différents constituants lithologiques ainsi que nous l'avons montré par ailleurs (KLINGEBIEL, 1961).

Si la fréquence des prélèvements de déblais parait conditionner la possibilité d'une reconstitution convenable des niveaux rencontrés, la régularité de l'échantillonnage est également une condition essentielle. A partir d'échantillons irréguliers on n'obtient que des résultats inconsistants, dont la transcription graphique est trompeuse et masque le sens réel de l'évolution lithologique dans une série.

Tous ces inconvénients disparaissent lorsqu'on dispose de carottes. Celles-ci sont hélas rarissimes malgré l'intérêt que leur étude présenterait.

Une reconstitution assez exacte des coupes peut néanmoins être effectuée à l'aide

du carottage électrique (log électrique) qui fournit directement, avec précision, la position et l'épaisseur des couches, ainsi que des indications précieuses sur leur nature.

Dosage et examen de la fraction sableuse. Les proportions d'éléments détritiques sableux (diamètre 0,050 mm) insolubles dans HCl ont été systématiquement mesurées par «lavage» de l'échantillan traité à HCl à chaud ou à froid sur 3 tamis AFNOR nº 18 (0,500 mm) = a
nº 23 (0,160 mm) = b
nº 28 (0,050 mm) = c

La séparation de ces différentes classes a pour but de faciliter la préparation des minéraux lourds et de donner une première idée de la granulométrie de ces éléments détritiques.

Dosage de la fraction carbonatée. Les carbonates présents dans les échantillons ont été dosés en première approximation au calcimètre Bernard.

Dosage des argiles et des silts. Leur importance relative très difficile et délicate à mesurer directement, a été calculée à partir des teneurs en sables et en carbonates.

Tous ces résultats élémentaires, figurés dans les «logs lithologiques» ne sont pas transcrits dans l'exposé de ce travail. Chaque fois que cela a été possible, nous avons précisé la définition des formations reconstituées par la comparaison des «logs lithologiques» avec les diagrammes de carottage électrique.

Ces dosages ont été complétés par une étude qualitative des principaux constituants : étude morphoscopique des grains sableux, observation des microfaciès dans les niveaux gréseux ou calcaires.

Granulométrie. Il est inutile de procéder à cette analyse sur les déblais de forages, car ceux-ci ont déjà subi un certain tri en fonction de la viscosité et de la vitesse de circulation de la boue.

b) Analyse minéralogique :

Fraction sableuse : Selon les techniques classiques nous y avons recherché les feldspaths et les minéraux lourds.

Fraction argileuse : L'isolement de la fraction argileuse (0,005 mm) et son analyse cristallographique par diffractométrie aux Rayons X, ont été effectués selon la méthode habituelle des agrégats orientés. Nous avons pu constater à maintes reprises que la boue de forage n'était pas un obstacle à la réalisation de ces analyses, car les traitements préparatoires subis par les bentonites qui constituent celle-ci ont profondément modifié leur structure.

Fraction carbonatée : Le dosage de la calcite et de la dolomite a été effectué aux Rayons X, selon la technique des poudres. Nous avons admis que l'intensité des pics principaux de la calcite 112 à 3,035 A et de la dolomite 112 à 2,880 A est proportionnelle aux quantités relatives de ces minéraux dans la roche réduite en poudre. En admettant que la somme des intensités de ces deux raies correspond à la réponse globale de l'ensemble des carbonates, la proportion relative de dolomite sera donc :

$$X = \frac{ID}{ID + IC}$$

(ID = intensité de la dolomite; IC = intensité de la calcite) et la teneur réelle de la roche en dolomite sera : $D = X \times C$, C représentant le % des carbonates contenus dans la roche mesuré au calcimètre.

L'utilisation de la longueur des pics au lieu de leur surface, ne diminue que très légèrement la précision de la mesure de l'intensité (WEBER et SMITH, 1961).

Les vérifications effectuées sur des séries de mélanges étalons contenant des proportions définies de calcite et de dolomite, montrent que ce procédé de mesure augmente légèrement la teneur relative en calcite au détriment de celle en dolomite (de 5 % environ). Dans le cadre de notre enquête, cette approximation est acceptable.

c) Analyse séquentielle :

Dans le cas des coupes de forage, l'application aux séries sédimentaires des principes d'analyse séquentielle préconisés par LOMBARD (1956) implique quelques adaptations des procédés d'observation sur le terrain. L'aspect des roches en forage est en effet profondément modifié en raison de leur broyage par le trépan, et il convient de se baser essentiellement sur la composition lithologique des échantillons.

La succession des faciès lithologiques est comparée à une série virtuelle de termes lithologiques, définie en fonction des critères d'interprétation des séries marines ou continentales. Il est évident que la délimitation des divers termes lithologiques et des séquences ainsi reconstituées garde un caractère hypothétique, car les interruptions de sédimentation qui sont habituellement matérialisées par les joints de stratification ne sont pas observées directement.

L'échelle de l'analyse reste donc assez large, et comme on ne pourra pas définir des couches d'épaisseur inférieure au mètre, il faudra se contenter de la reconstitution des séquences moyennes et des séquences majeures. Ainsi est-on susceptible de reconnaître dans un même bassin, plusieurs épisodes de sédimentation différents dont l'individualisation devra être replacée dans le contexte des cycles sédimentaires.

La comparaison des différents types de séquence (chimiques, granulométriques, faunistiques) observées dans les séries marines permet d'évoquer les rôles respectifs de l'héritage, de la transformation et de la néoformation dans la sédimentation terrigène. Les facteurs fondamentaux de la sédimentation : transgressions, régressions, subsidence, tectonique, évolution des conditions climatiques, sont évalués en fonction du cadre paléogéographique. L'observation des variations concomitantes d'un ensemble de critères (dont les valeurs relatives ont été appréciées au préalable) permet alors de déceler les épisodes marquants de l'histoire géologique d'une région, et de proposer des corrélations lithostratigraphiques assez générales.

3) PRINCIPES D'INTERPRETATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE :

Rappelons que la valeur relative des divers critères lithostratigraphiques doit être définie en fonction de leur cadre. Les changements de composition lithologique n'ont pas la même ampleur ni la même signification dans une série détritique ou dans une série chimique. Par exemple dans une série lacustre ou continentale l'apparition de dépôts lagunaires marque une incursion marine, alors que les mêmes faciès indiquent un mouvement de régression lorsqu'ils sont inclus dans une série marine.

L'analyse séquentielle sera donc établie à l'aide de séries virtuelles régionales. De cette manière, on procèdera à des comparaisons de rythmes de sédimentation, plus utiles que la recherche de formations de composition identique qui ne conduirait en effet qu'à des corrélations de faciès.

Avant de juger de la valeur à accorder à tel ou tel phénomène sédimentaire, il y a donc lieu de définir le cadre paléogéographique et chronologique dans lequel il se produit. C'est pourquoi nous nous sommes attachés en toutes circonstances à étudier les grands ensembles lithologiques ainsi que les tendances générales de la sédimentation au cours du Paléogène dans le bassin nord-aquitain. Bien des limites de formations, quoique bien tranchées, ne présentent souvent qu'un intérêt local lorsqu'on examine leur contexte. Nous relèverons au passage certains exemples.

Le but de ce travail n'est pas de construire un système lithostratigraphique détaillé du Paléogène nord-aquitain, mais de donner simplement un cadre à l'étude ultérieure de problèmes particuliers.

TROISIEME PARTIE

ETUDE MINERALOGIQUE DES SABLES

CHAPITRE I

PRINCIPES DE L'ETUDE MINERALOGIQUE DES SABLES :

1) BUTS DE L'ETUDE :

La composition minéralogique des sables déposés dans un bassin dépend avant tout de celle des massifs qui, en constituant le cadre, ont fourni le matériel sédimentaire. Dans le cas du bassin nord-aquitain, les masses continentales susceptibles de produire du matériel détritique au cours du Paléogène sont d'abord exclusivement situées au Nord et à l'Est; ce sont, soit les reliefs hercyniens du «Massif Central», soit les terrains mésozoïques de bordure, exondés à la suite de la régression générale qui s'est produite à la fin des temps crétacés. Dès l'Eocène moyen, les Pyrénées surgissent au Sud, mais ce n'est qu'à une période plus tardive, postérieure aux phases orogéniques de l'Oligocène, que des matériaux d'origine pyrénéenne paraissent avoir atteint le Nord de l'Aquitaine (VATAN, 1950)

Au cours du Tertiaire ces deux massifs ont certes joué des rôles très différents. Cependant, la dualité d'origine n'est pas la seule cause de la variété de répartition des matériaux terrigènes dans le bassin. Il est bien difficile de préciser la part respective du Massif Central et des Pyrénées dans la sédimentation actuelle. L'analyse minéralogique des dépôts sableux mis en place de nos jours par le réseau hydrographique (VATAN, 1945; DUPLAIX, 1956) révèle l'extrême variété des associations de minéraux lourds issues de ces deux provinces distributives dont la définition apparaît en fin de compte bien imprécise et parfois arbitraire.

La répartition des matériaux terrigènes, étroitement liée au modelé du bassin, est susceptible de révéler l'évolution topographique de celui-ci. D'une part, au sein d'une même unité stratigraphique, les différences de composition du cortège de minéraux observées, individualisent des «provinces distributives». D'autre part, dans une même zone de dépôt, les variations de composition du cortège qui paraissent liées au temps indiquent, soit un changement des directions de transport des minéraux terrigènes, soit un changement de la nature des continents émergés, soit encore un changement des conditions d'élaboration des matériaux détritiques.

L'analyse minéralogique des séries paléogènes riches en sédiments terrigènes paraît particulièrement propice à l'étude de ces différents facteurs, car durant l'Eocène, le «Massif Central», périodiquement rajeuni par les contrecoups des orogénèses pyrénéennes et alpines, fournit seul le matériel détritique déposé dans le Nord de l'Aquitaine.

En outre, dans certains problèmes stratigraphiques de détail concernant les formations terrigènes azoïques, l'étude des minéraux lourds apporte d'utiles éléments de comparaison entre les divers niveaux. Certes, cette technique a parfois conduit à des déconvenues, les zones minéralogiques pouvant recouper obliquement d'autres zones (COGEN, 1940). Cependant il nous est apparu intéressant d'examiner dans quelle mesure il était possible, dans le cadre d'un bassin dont l'histoire est relativement simple, d'étendre aux formations continentales de bordure, la lithostratigraphie établie dans le domaine marin littoral, où alternent les dépôts marins et continentaux.

2) METHODE DE L'ETUDE :

Dans le cadre d'études paléogéographiques sur l'origine et la dispersion des sédiments détritiques, la méthode des minéraux lourds s'est avérée fort instructive. Sans ignorer l'intérêt que pouvaient présenter à cet égard d'autres constituants minéraux des sables, à commencer par le quartz lui-même, nous avons néanmoins limité cette analyse aux minéraux lourds. Des études antérieures, consacrées à ce sujet révélaient en effet la qualité des informations que ces minéraux pouvaient apporter.

La méthode classique des minéraux lourds ne peut être valablement utilisée que si l'on tient compte d'un certain nombre de précautions pratiques et de considérations théoriques.

1) *Observations sur la «technique» de préparation des minéraux lourds :*

a) Préparation :

Dans un souci de simplification et d'efficacité, nous avons systématiquement extrait les minéraux lourds de deux fractions granulométriques distinctes (0,500 à 0,160 mm et 0,160 à 0,050 mm). Du point de vue pratique, cette subdivision permet d'obtenir des préparations homogènes d'épaisseur régulière au sein desquelles les grains sont bien répartis; la détermination des minéraux est ainsi plus aisée. Du point de vue théorique, il est alors possible, avec une approximation satisfaisante de ramener à un comptage de grains, l'analyse des teneurs relatives en divers minéraux. La comparaison de ces teneurs dans chacune des fractions permet de contrôler l'influence de la granulométrie du sédiment sur la répartition des minéraux, et éventuellement de simplifier l'étude des cortèges, certaines espèces minérales dont les grains sont généralement de petite taille (zircons, rutile, sphène, par exemple), se trouvant ainsi naturellement exclues de la fraction moyenne (0,500 - 0,160 mm).

b) Comptage :

Le plus souvent, les auteurs (STANLEY, 1963), et en particulier les sédimentologistes hollandais (VEENSTRA, 1963), se contentent d'une étude sommaire portant sur cent grains transparents de la fraction 0,050 - 0,500 mm. MULLER (1943) ayant montré que la précision des études n'était pas modifiée d'une manière significative par le comptage d'un plus grand nombre de grains. Nous n'avons pas adopté cette méthode; nous avons constaté en effet que lorsqu'il y a plusieurs montages de la fraction lourde d'un même échantillon (cas général) et cela plus spécialement encore dans la fraction granulométrique moyenne (0,160 à 0,500 mm), les grains se trouvent groupés par espèces minérales. Ce groupement résulte vraisemblablement des différences de comportement des grains en fonction de leur forme, de leur taille et de leur densité, au cours des opérations de préparation. L'hétérogénéité de la fraction lourde est alors illustrée par sa présentation en plusieurs montages. Un exemple de ce fait est donné dans le tableau n° 1.

Il a donc été procédé, pour la fraction moyenne tout au moins, au comptage systématique de la totalité des grains. Nous avons ainsi une connaissance plus complète et plus exacte de la composition des assemblages de minéraux lourds, ainsi que de l'abondance de ces derniers, lorsque la masse des prélèvements soumis à l'analyse est constante pour toute une même série.

MINERAL	b1 Nombre de grains	b1 %	b2 Nombre de grains	b2 %
ANDALOUSITE	2	1	0	0
BIOTITE	3	2	8	10
DISTHENE	72	45	10	12
GRENAT	9	6	6	7
SILLIMANITE	2	1	3	4
STAUROTIDE	60	37	31	38
TOURMALINE	12	8	25	29
TOTAUX	160	100	83	100

TABLEAU 1:
CLASSEMENT DES ESPECES MINERALES DANS LES MONTAGES : COUTRAS III, 180 b,1 et 2.

Dans les cas où les comptages de grains n'intéressent que la fraction granulométrique moyenne (0,160 - 0,500 mm), on peut considérer, comme l'a montré BERTHOIS (1947), que les proportions de minéraux ainsi calculées, représentent assez bien les proportions réelles en volume, tout au moins pour les principales espèces détritiques : andalousite, disthène, grenat, staurotide et tourmaline.

2) *Assemblages de minéraux lourds et nature du sédiment :*

Au cours du transport et du dépôt peut se réaliser un classement des grains par taille et par densité. Dans un sédiment très bien classé, on observe souvent des enrichissements sélectifs en certains minéraux. La taille des grains serait alors le facteur prédominant du classement, alors que l'influence de la densité serait généralement de moindre importance (Van ANDEL, 1959). La présence de certains minéraux est aussi liée à l'état d'altération ou de transformation du matériel détritique.

a) Influence du granoclassement des sédiments sur la répartition des minéraux lourds :

D'une manière générale, et plus particulièrement pour les échantillons de forages, les prélèvements étudiés intéressent toujours un certain nombre de couches différentes de telle sorte que les effets du classement granulométrique des éléments détritiques sur la composition du cortège de minéraux lourds peuvent être négligés.

Si de nombreux minéraux comme le zircon ou le rutile par exemple, ont une taille spécifique préférentielle (dans des dépôts de même origine, la fraction fine des sables en est toujours plus riche que les fractions moyenne et grossière qui en sont même le plus souvent totalement dépourvues), d'autres, peuvent parfois se présenter avec des tailles spécifiques particulières qui correspondent à des différences d'origine (BRAJNIKOV, 1944). Ainsi, convient-il d'examiner dans quelle mesure les variations de composition du cortège de minéraux lourds

sont dues au classement des sédiments ou à une différence d'origine des minéraux.

Nous avons donc procédé à une comparaison rapide des proportions relatives des minéraux et de la granulométrie des sédiments.

La confrontation des pourcentages relatifs des principales espèces minérales avec la taille du grain médian de la fraction insoluble à l'acide, montre que la composition minéralogique des matériaux détritiques n'est pas directement liée au classement granulométrique. La figure n° 1 illustre ce phénomène au sein de la

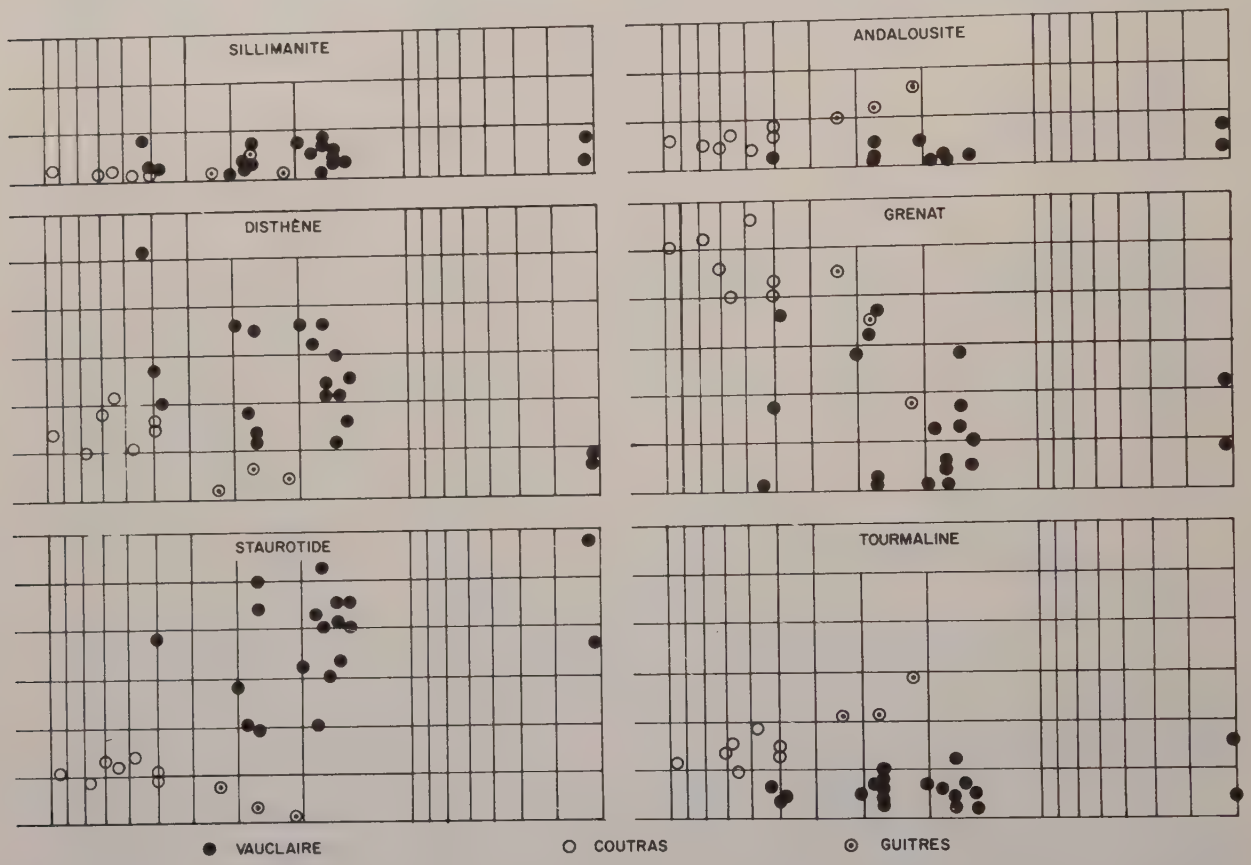


FIGURE 1

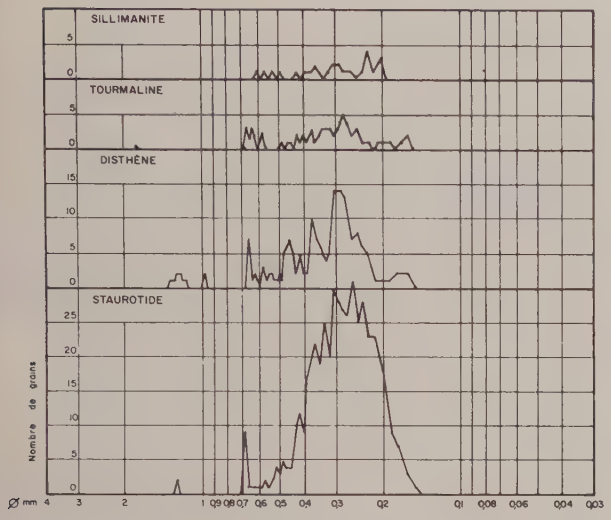
PROPORTIONS RELATIVES DES MINERAUX LOURDS ESSENTIELS ET GRANULOMETRIE DES SABLES DU PERIGORD.

formation des «Sables du Périgord» qui a été reconnue en détail par plusieurs forages parmi lesquels nous avons étudié ceux de VAUCLAIRE COUTRAS et GUITRES. La dispersion des valeurs de ces proportions paraît indépendante de la nature lithologique des dépôts : argiles, sables ou graviers; elle reflète plutôt les irrégularités de mélange de plusieurs apports de composition et d'origine quelque peu différentes.

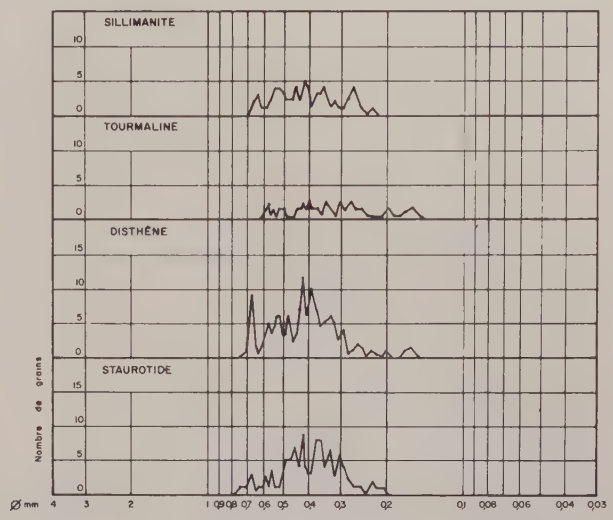
Ainsi, on observe dans la région de Coutras-Guitres, une plus grande abondance de grenat et de tourmaline que dans la région de Vauclaire (3 km au NE de Montpon en Dordogne); on note aussi de plus faibles proportions de disthène et de staurotide. Bien que les dépôts étudiés à Vauclaire soient, dans l'ensemble, plus fins que ceux rencontrés à Coutras et Guitres, il semble en effet que l'on ait affaire à deux cortèges un peu différents, où ces minéraux ont des tailles spécifiques dissemblables et sont associés en proportions variées. Par contre, les teneurs en sillimanite et en andalousite, toujours faibles, apparaissent indépendantes de la granulométrie des dépôts.

La mesure des tailles spécifiques préférentielles a été effectuée pour ces minéraux

sur quelques échantillons prélevés par carottage dans un des sondages de Vauclaire. La taille des grains de chaque espèce minérale a été mesurée directement à l'aide d'un analyseur de dimension de particules (Zeiss T.G.Z. 3) à partir d'agrandissements photographiques transparents de montages. L'aspect des différents minéraux ainsi étudiés est assez caractéristique pour que leur détermination puisse être effectuée microscopiquement avec un pourcentage d'erreurs négligeable. Connaissant le taux d'agrandissement des clichés photographiques, on mesure alors directement la taille des grains de chaque espèce.



a) Vauclaire IV, nº 30



b) Vauclaire IV, nº 5

FIGURE 2 : TAILLE DES GRAINS DE QUELQUES ESPECES DE MINERAUX LOURDS DANS LES SABLES DU PERIGORD.

Cette méthode nous paraît à la fois plus rigoureuse et plus pratique que celle préconisée par BRAJNIKOV (1944), basée sur le calcul de l'équivalence de comportement des minéraux au cours du transport et de la sédimentation, en fonction de leur forme et de leur densité.

Il apparaît ainsi, (fig. nº 2) que pour la tourmaline et la sillimanite, il n'est pas possible de définir une taille spécifique. Au contraire la staurotide et le disthène présentent un net optimum de taille (entre 0,45 et 0,30 mm) ainsi que le laissait supposer la confrontation des proportions de ces minéraux avec la taille du grain moyen du sédiment.

Les espèces minérales étudiées présentent donc bien un optimum de taille, mais comme leurs proportions dans une série s'avèrent indépendantes du classement des éléments détritiques, on doit admettre que les différences de composition du cortège de minéraux lourds proviennent davantage des changements de la nature du matériel hérité que d'un tri sélectif au cours de la sédimentation Nous considèrerons donc avec Van ANDEL et POOLE (1960) que dans le cadre d'une étude générale géographiquement assez vaste, le classement granulométrique ne détermine pas seul la composition minéralogique des sables. Bien qu'il apparaisse nécessaire, dans certains cas, d'effectuer l'analyse granulométrique des sédiments et des minéraux lourds associés, il est rare que le classement granulométrique influe profondément sur la répartition des minéraux et sur l'interprétation des cortèges en matière de provinces distributives.

b) Rôle de la densité dans la répartition des minéraux lourds :

En raison de leur densité élevée, les minéraux lourds ont un comportement dif-

férent de celui des quartz au cours du transport et de la sédimentation. RITTENHOUSE (1943) a montré que des grains de tailles différentes étaient simultanément transportés en fonction de leurs différences de densité. Van ANDEL (1950), estime qu'une fraction légère dont la taille inférieure est de 0,100 mm, a un comportement hydraulique équivalent à celui d'une fraction lourde dont la taille inférieure est de 0,662 mm. Dans ce comportement, la forme des grains influe fortement, et il est souvent difficile, et parfois vain, de préciser si certaines concentrations de minéraux sont dues à la forme ou à la densité de ces derniers.

Quelques auteurs ont cherché à préciser le rôle joué par la densité des minéraux sur leur distribution dans un bassin :

Sédimentation actuelle :

A la suite d'une étude détaillée des sédiments superficiels de l'Aber de Roscoff, S. DUPLAIX (1949) observe que du centre vers les bords de cette baie, la teneur en minéraux lourds diminue. Cet auteur note également que les espèces les plus denses, le grenat en particulier, sont plus abondantes au centre de l'Aber, et exprime ce phénomène par les variations du rapport $\frac{\text{amphibole + tourmaline}}{\text{grenat}}$, dont les valeurs sont calculées à partir du nombre de grains de chacune de ces espèces trouvées dans 10 g. de sable de la fraction 0,68 - 0,05 mm.

Sédiments anciens :

Lors d'une étude sédimentologique des terrains éocènes de la bordure nord-est du bassin aquitain, LAPIERRE (1962) remarque que le grenat et le disthène, espèces denses, sont relativement plus abondantes au centre du bassin, alors que la tourmaline, la staurotide et l'andalousite, espèces relativement plus légères, prédominent dans les faciès de bordure. Ce phénomène est observé aussi bien dans les formations marines (mollasses et grès calcaires du Lutétien) que dans les dépôts sableux continentaux (sables de l'Eocène inférieur) et peut être exprimé, selon cet auteur, par les variations du rapport :

$$\frac{\%\ \text{andalousite} + \%\ \text{tourmaline}}{\%\ \text{grenat} + \%\ \text{disthène}}$$

Cette expression élimine, en partie tout au moins, les effets de la forme cristalline des minéraux : En effet au numérateur se trouvent l'andalousite, minéral généralement arrondi et de densité «moyenne» (d = 3) et la tourmaline, minéral souvent plat ou aciculaire, également de densité «moyenne»; au dénominateur figurent, un minéral prismatique, le disthène, de densité relativement élevée (d = 3,7) et un minéral arrondi et dense, le grenat (d = 4). Ce choix élimine également les effets de l'altérabilité des minéraux en groupant d'une part, un minéral altérable (l'andalousite) avec un minéral résistant (la tourmaline), et d'autre part deux minéraux d'altérabilité moyenne. Dans toutes les formations de l'Eocène, cet auteur observe une diminution progressive de ce rapport, des affleurements de bordure vers le centre du bassin.

Néanmoins, de tels phénomènes restent souvent imprécis car ils ne peuvent être abordés que d'une manière statistique; les variations observées sont souvent de faible amplitude et leur interprétation est toujours hasardeuse puisqu'elles peuvent avoir des causes très diverses.

c) Altérabilité et conservation des minéraux lourds :

La stabilité chimique des minéraux lourds est extrêmement variable et si les auteurs s'accordent sur le classement des espèces les plus résistantes ou les plus labiles, leurs avis sont partagés pour les espèces d'altérabilité moyenne. Les altérations sont particulièrement intenses dans les couches superficielles des sols et des sédiments.

La stabilité des minéraux dans les sols a été examinée par de nombreux auteurs, (DRYDEN et DRYDEN, 1946; ALLEN, 1948; PETTIJOHN, 1957). Tous admettent que le zircon et la tourmaline sont les espèces les plus résistantes. CARROLL (1953) montre néanmoins que le zircon, bien que n'ayant pas de clivages naturels peut se fragmenter; les grains présentant de nombreuses inclusions, apparaissent moins stables que les grains non zonés; la variété «hyacinth» est aussi moins stable que le zircon normal. REASIDE (1959) admet que les grenats, eux aussi, peuvent être stables à l'égard du lessivage dans les sols, mais il faut exclure les variétés à forte teneur de fer. Malheureusement, la distinction de ces diverses variétés ne peut être faite au microscope et nécessite la mise en oeuvre d'analyses

longues et délicates; la position des grenats dans les séquences d'altération doit donc être précisée.

La stabilité des minéraux dans les sédiments dépend des conditions de gisement. On peut admettre que dans un bassin où l'accumulation des matériaux terrigènes est abondante, l'enfouissement rapide des minéraux les protège contre les altérations superficielles. Cependant, des phénomènes de dissolution des minéraux lourds après la sédimentation (intrastratal solution), ont été observés par SMITHSON (1941) dans les terrains jurassiques de Grande-Bretagne et par Van ANDEL (1950) dans les terrasses du Rhin. Nous évoquerons ces phénomènes à propos des formations sableuses perméables où circulent des nappes aquifères. Nous considèrerons par contre que la présence d'une forte proportion d'argile dans les strates, exclut cette possibilité d'altération, en raison de l'équilibre existant entre les sédiments et l'eau d'imbibition. La composition du matériel hérité peut alors être connue. Lorsque dans la glyptogenèse d'un massif montagneux, les phénomènes d'altération chimique n'ont qu'une part réduite par suite de la vigueur du relief ou des conditions climatiques des espèces minérales stables et instables, se trouvent associées au sein des éléments détritiques. Les espèces instables sont en partie détruites au cours du transport; elles sont absentes des terrains ayant subi un lessivage accusé.

La part respective des processus de destruction chimique et mécanique des minéraux fragiles peut dans certains cas être estimée après étude morphoscopique des éléments sableux, observation des phénomènes de corrosion des cristaux et examen des proportions de minéraux fragiles et résistants.

Sur la base de ces critères, certains auteurs ont défini un indice de «maturité» des sédiments (PETTIJOHN, 1957), exprimé par le rapport quartz/feldspaths, ou le rapport alumine/soude dans le cas des feldspaths.

A partir des seules associations de minéraux lourds, RECHINIAC (1962) définit un« indice de vieillesse» exprimé par le rapport $\frac{\text{minéraux résistant}}{\text{minéraux fragiles}}$ calculé sous la forme :

$$\frac{\%\ \text{tourmaline} + \%\ \text{zircon} + \%\ \text{rutile, anatase, brookite}}{\%\ \text{autres minéraux}}$$

Il montre ainsi que les alluvions actuelles des cours d'eau du bassin aquitain ont en général un indice de vieillesse variant entre 0,8 et 0,2; quelques rivières issues de régions où dominent des sables et des grès anciens, ont par contre un indice de vieillesse compris entre 4,5 (vallée de l'Isle à Coutras) et 5,2 (vallée du Lauribar à Saint-Jean-le-Vieux). Les valeurs de cet indice sont également faibles dans les alluvions anciennes qui n'ont pas subi de dissolution chimique notable au cours du Quaternaire. En utilisant cet indice, on peut donc mettre en évidence les conditions climatiques qui ont présidé à la mise en place des dépôts. On peut ainsi opposer aux sables «sidérolithiques» du nord de l'Aquitaine où dominent la tourmaline et le zircon et dont l'indice de vieillesse est toujours supérieur à 1 et souvent même à 3, les «Sables du Périgord» qui en raison de leur richesse en disthène et grenat présentent des indices sensiblement inférieurs à 1.

Dans le cadre de ce travail, il était difficile d'adopter ce rapport pour estimer le degré d'évolution chimique des sédiments détritiques. D'une part en effet, l'étude des minéraux lourds n'ayant souvent porté que sur la fraction détritique moyenne, pour les raisons évoquées plus haut, nous ne connaissions pas les proportions de zircon, rutile, anatase et brookite en raison de la petite taille spécifique de ces minéraux; d'autre part, l'abondance de la staurotide dans les formations très évoluées de la base des séries tertiaires, nous a amené à considérer cette espèce comme relativement résistante. Nous avons donc préféré d'autres rapports et en particulier celui :

$$\frac{\text{disthène} + \text{grenat}}{\text{staurotide} + \text{tourmaline}}$$

qui fait intervenir les minéraux dominants du cortège des formations paléogènes du nord de l'Aquitaine.

Les effets éventuels de la dissolution «intrastratale» agissant sur les minéraux fragiles, comme l'amphibole par exemple, sont aussi éliminés.

Il en est de même pour les effets du classement par taille et par densité si on groupe d'une part au dénominateur, deux espèces relativement peu résistantes dont l'une, (le disthène) a une densité «moyenne» et une forme prismatique et l'autre (le grenat) une densité forte et une forme le plus souvent globuleuse et d'autre part au numérateur, deux espèces résis-

tantes de densité «moyenne», dont l'une (la staurotide), est généralement globuleuse et l'autre (la tourmaline), plate ou prismatique. L'effet des concentrations particulières de minéraux lourds détritiques en fonction des conditions de dépôts se trouve ainsi atténué. En outre, en utilisant le nombre de grains de chaque espèce, et non le pourcentage, pour calculer les valeurs de ce rapport, celles-ci ne sont plus influencées par les variations d'abondance d'autres minéraux comme l'andalousite par exemple.

d) Concentrations particulières de minéraux lourds :

Nous avons parfois observé dans certains lits l'abondance ou même la présence presqu'exclusive de certaines espèces minérales. Ces concentrations résultent, soit des conditions de dépôt amenant un classement sélectif des particules en fonction de leur taille, de leur forme et de leur densité, soit des conditions chimiques de gisement favorisant la genèse de nouveaux minéraux à partir des solutions qui imprègnent le sédiment.

Minéraux détritiques :

Aux conditions mécaniques de dépôts sont habituellement attribuées les concentrations en minéraux très denses, cassitérite, or, grenat par exemple, ou en minéraux très légers car de nature phylliteuse, comme les muscovites, chlorites ou biotites. L'interprétation séquentielle de tels niveaux n'est souvent qu'un leurre car ces dépôts sont le plus souvent lenticulaires; elle doit donc être étayée par des données complémentaires d'ordre lithologique, granulométrique et pétrographique.

Minéraux authigènes :

Il s'agit de produits de diagénèse qui résultent de cristallisations tardives ou pénécontemporaines du dépôt.

Ces minéraux néoformés dans des conditions de sédimentation particulières dont ils sont les témoins, soulignent certaines des étapes d'un cycle sédimentaire et précisent parfois le terme de quelques types de séquences lithologiques. Ils proviennent aussi de l'infiltration de solutions dans les fissures et les vacuoles au contact de deux formations pétrographiquement très différentes. Les minéraux authigènes que nous avons rencontrés en notable abondance sont, soit des sulfates (généralement la barytine), soit des phosphates (apatite et monazite), soit enfin des carbonates (ankérite et sidérose).

La barytine apparait le plus souvent associée à des faciès lagunaires, argileux, calcaires ou ligniteux, où elle marque soit une évolution des conditions chimiques de la sédimentation vers les évaporites (Issigeac, Moulon, Bassens), soit une fixation des ions S04, mobilisés dans des faciès détritiques à lignite, au contact de niveaux carbonatés (Ambès).

Les phosphates, apatite et monazite, sont généralement considérés comme étant de nature détritique; leur origine est alors recherchée dans les massifs de roches magmatiques acides (VATAN , 1945; MILNER , 1962). Nous avons rencontré ces minéraux, en particulière abondance, dans quelques niveaux à faciès calcaire ou marneux, qui illustrent des milieux sédimentaires marins relativement pauvres en éléments détritiques. Dans le cadre des séquences lithologiques établies selon les principes d'analyse séquentielle préconisés par LOMBARD (1956) la place de ces minéraux lourds correspond assez bien à celle des phosphates sédimentaires (VISSE , 1952). Ces concentrations semblent avoir une origine mécanique, consécutive à des remaniements contemporains du dépôt. Seule cette hypothèse permet d'expliquer que ces minéraux soient parfois (Pessac-Université) les seuls éléments sableux lourds de ces faciès.

Les carbonates sont relativement rares et se rencontrent toujours dans des faciès particuliers. L'ankérite, formée par recristallisation au sein de niveaux marno-dolomitiques, abonde à la base de la coupe du forage d'Etauliers. La sidérose, se rencontre au toit des calcaires du Crétacé supérieur de la série d'Issigeac; elle semble avoir pour origine l'infiltration dans les calcaires, de solutions riches en fer, issues des sables «sidérolithiques» sus-jacents. Souvent ces minéraux sont aussi de nature détritique. C'est le cas, en particulier, dans les sables riches en minéraux peu résistants (feldspaths et micas) comme la «mollasse du Fronsadais» par exemple.

CHAPITRE II

ETUDE MINERALOGIQUE DE LA FRACTION SABLEUSE PAR LES MINERAUX LOURDS

(A)

FORMATIONS SABLEUSES RECONNUES EN FORAGES

1) BORDELAIS :

Dans le Bordelais les séries de l'Eocène moyen et de l'Eocène supérieur sont lithologiquement et stratigraphiquement bien connues grâce à de nombreux puits forés jusqu'au niveau aquifère des «sables inférieurs». La coupe du forage exécuté par la Société Everitube à Bassens, qui avait déjà fait l'objet d'études paléontologiques détaillées (DUCASSE, LABRACHERIE et VIGNEAUX, 1961) se prêtait à une définition précise des niveaux détritiques et de leurs caractéristiques minéralogiques.

Les terrains éocènes sous-jacents et la base de la série tertiaire n'ont été reconnus qu'à une date toute récente, à la faveur de la recherche et du captage des nappes aquifères du Crétacé supérieur. Grâce à ces dernières coupes et en particulier celle du forage Bassens-Pierrefite n° 2 dont nous ne décrirons ici que la partie inférieure, la totalité de la série paléogène dans le sous-sol de Bassens peut être examinée (figure 3).

1) Forage de Bassens-Pierrefite n° 2 :

Les calcaires du Crétacé supérieur ont été atteints à la profondeur de 417 m.

a) Formations continentales à la base de la série tertiaire :

La sonde a traversé, de 417 à 377 m, une série de formations continentales azoïques, dont l'âge est défini par leur situation entre les calcaires maëstrichiens d'une part, et les grès transgressifs d'âge yprésien d'autre part (VEILLON, 1962); on y distingue :

- de 417 à 412 m, des argiles sableuses noires, riches en éléments ligniteux et en concrétions pyriteuses, qui n'offrent qu'un cortège de minéraux lourds résistants :

Tourmaline	: 45 %
Staurotide	: 20 %
Zircon	: 20 %
Rutile	: 5 %

On note parmi les minéraux accessoires du disthène (5%) et du grenat (2%). L'andalousite est extrêmement rare. La staurotide pré-

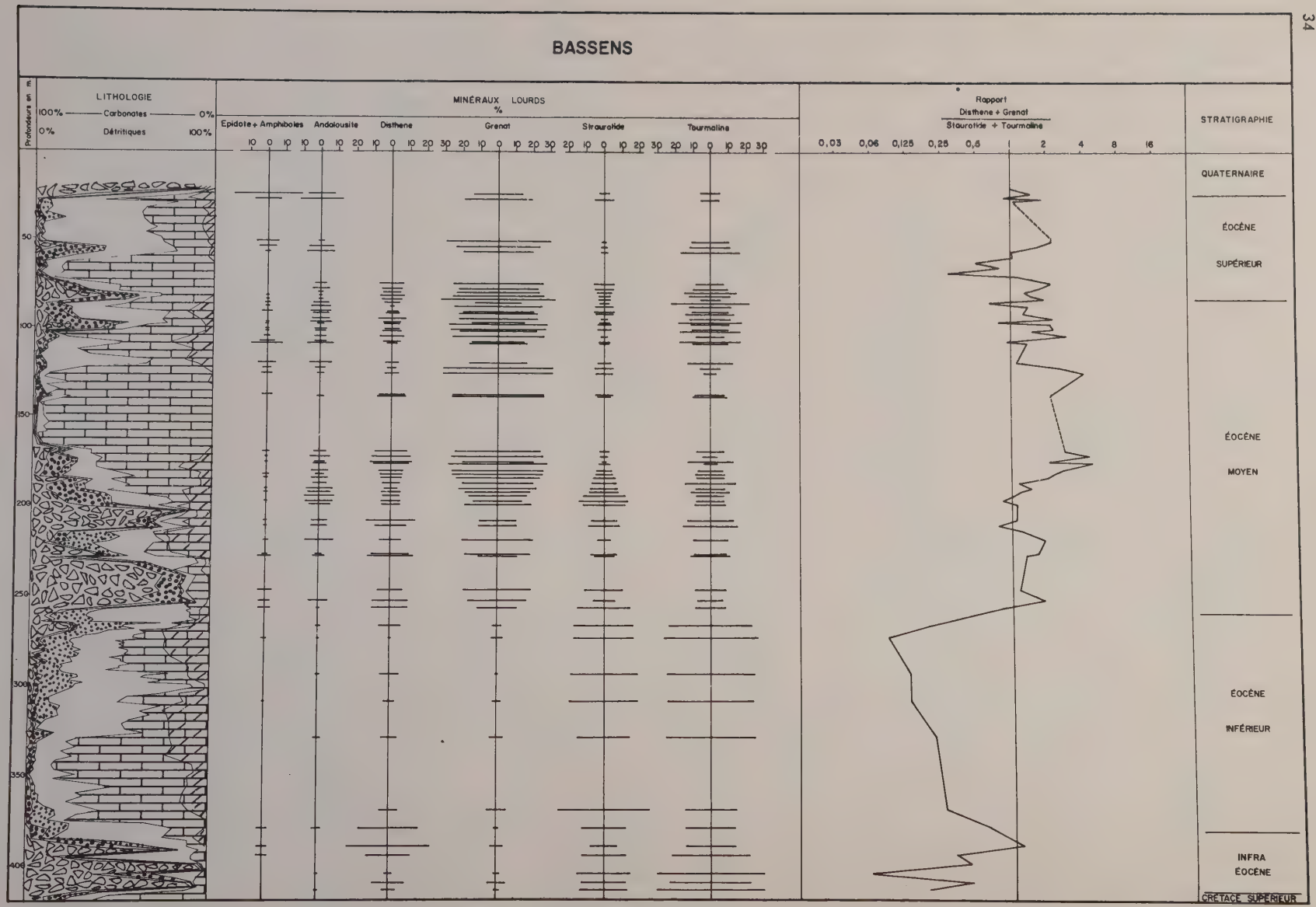


FIGURE 3: CORTEGES DE MINERAUX LOURDS DANS LES FORAGES DE BASSENS.

sente le plus souvent un aspect «vermiculé» et une forte coloration brun-cuivre.

- de 412 à 397 m, une épaisse formation de sables argileux grisâtres, parfois très grossiers (aux environs de 400 m en particulier) et relativement pauvres en espèces minérales, bien que la fraction lourde soit pondéralement importante (1 à 2 °/₀). La goethite et l'hématite parfois altérées en limonite constituent la quasi-totalité des grains opaques. Parmi les minéraux transparents, la tourmaline (25 à 35 °/₀), la staurotide (15 à 20 °/₀) et le zircon (15 à 50 °/₀) composent l'essentiel d'un cortège particulièrement résistant, où se rencontrent également des minéraux titanés (anatase, rutile, brookite : 2 à 5 °/₀ des transparents).

Les grains de disthène (5 à 10 °/₀) sont souvent altérés et corrodés. Le grenat est toujours extrêmement rare (5 °/₀); il en est de même des espèces plus fragiles (andalousite, épidote, pyroxène).

- de 397 à 393 m, un niveau d'argile grise et jaunâtre, qui présente sensiblement le même assemblage de minéraux mais comporte en outre des sillimanites (3 °/₀), des sphènes (3 °/₀) et à certains niveaux, de fortes proportions de barytine anthigène, qui paraît associée à de fines intercalations marneuses, témoins de phases épisodiques de sédimentation lagunaire.

- de 393 à 377 m, une nouvelle séquence détritique débute par des sables gris auxquels succède une série d'argiles beiges, jaunes puis rouge sombre.

Les sables contiennent le cortège précédent mais se caractérisent par de plus fortes proportions de disthène (25 à 30 °/₀) et de sillimanite (7 à 8 °/₀), ainsi que par la présence de quelques grenats (4 °/₀) et épidotes (2 °/₀). Les argiles rouges et brunes qui couronnent cette série comportent quelques intercalations de calcaire blanc; elles ont un cortège identique aux sables sous-jacents avec cependant, de nouveau, quelques niveaux à barytine authigène.

b) Formations marines de l'Eocène inférieur :

Une série de marnes et de calcaires souvent dolomitiques, parfois légèrement gréseux ou sableux illustre, de 377 à 280 m, diverses étapes de transgression puis de régression de la mer dans cette région, à l'Eocène inférieur. Les minéraux lourds y sont rares et uniquement représentés par les espèces les plus résistantes: tourmaline (30 à 60 °/₀), staurotide (30 à 50 °/₀), zircon (15 à 40 °/₀) et minéraux titanés. La glauconie parfois pyritisée ou hématitisée constitue la majeure partie des éléments opaques; elle épigénise souvent des organismes divers dont elle donne parfois d'excellents moulages internes. On reconnait ainsi des Nummulites, Alvéolines, Ostracodes, etc...

c) Interprétation des cortèges de minéraux :

Il est fort peu probable que les matériaux terrigènes aient été «appauvris» après leur dépôt, en raison de l'imperméabilité de ces couches argileuses ou marneuses, où la fraction carbonatée garantissait en outre la non-agressivité des eaux d'imbibition. C'est donc un matériel très évolué qui s'est déposé dans le bassin nord-aquitain au cours de l'Eocène inférieur; l'analyse des argiles confirmera ce fait.

Seuls, les dépôts sableux de la base de la dernière séquence détritique, comportant la série d'argiles rouges (de 393 à 377 m), fournissent un cortège moins résistant. Ils marquent donc une reprise temporaire de l'érosion sur le continent, et la dispersion momentanée d'arènes peu évoluées.

Les sables déposés auparavant, illustrent aussi une érosion assez intense mais n'intéressant vraisemblablement qu'un continent relativement plat et recouvert d'un épais manteau de roches profondément altérées.

Les variations de l'indice de vieillesse et du rapport D + G/ST + T, qui atteint des valeurs plus fortes, voisines de l'unité (à 390 m) traduiraient clairement ces phénomènes.

d) Comparaison avec la coupe de Bordeaux-Benauge : (fig. 4)

Une succession analogue peut être relevée dans le forage de Bordeaux-Benauge : elle confère une certaine valeur lithostratigraphique aux faits observés à Bassens.

- de 418 à 416,60 m, les calcaires du Crétacé supérieur sont directement recouverts par des argiles sableuses gris noirâtre, puis, de 416,60 à 409 m par des sables argileux grisâtres, fins ou grossiers. Ces formations détritiques ont été

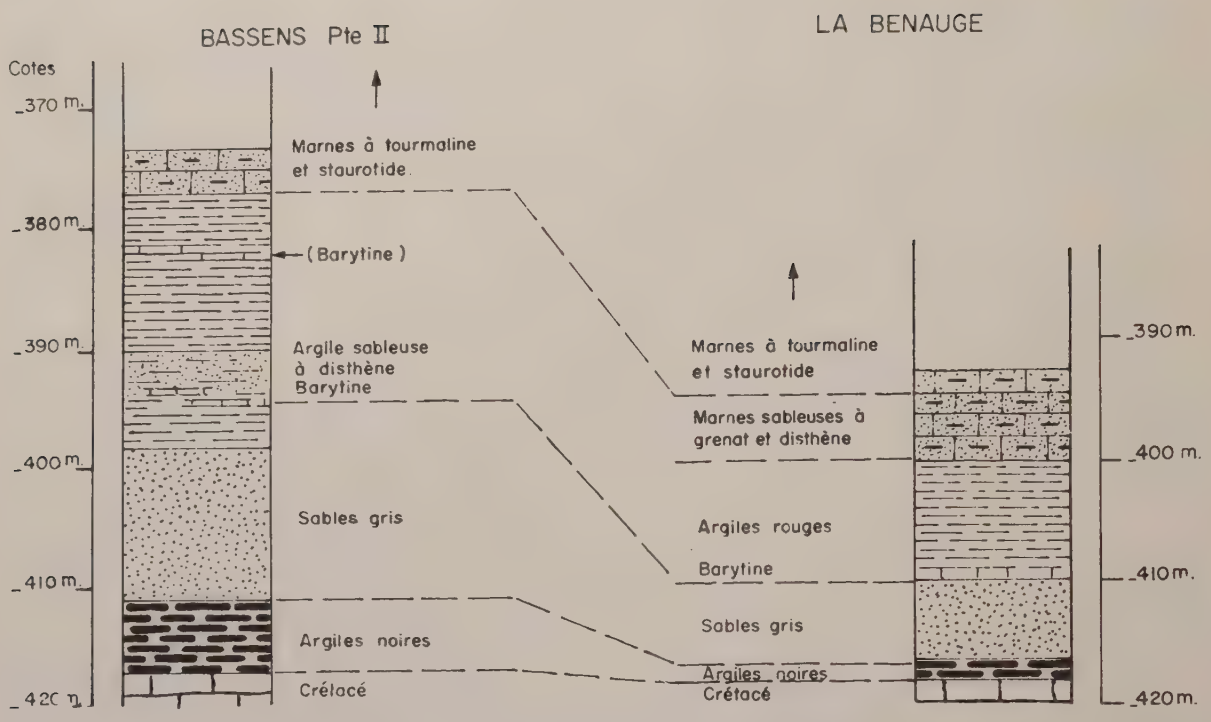


FIGURE 4

COMPARAISON LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS INFRAEOCENES A BASSENS ET A BORDEAUX-LA-BENAUGE.

prélevées par carottage, ce qui exclue toute possibilité de contamination. La fraction lourde est pondéralement peu importante. Parmi les minéraux transparents les tourmalines dominent (60 à 70 %) associées à des staurotides (10 à 15 %) souvent vermiculées, et à quelques disthènes (10 %) roulés et corrodés. Les minéraux titanés (rutile, anatase) sont fréquents (5 %) ainsi que le zircon, particulièrement dans la fraction fine. La pyrite microcristalline constitue l'essentiel des minéraux opaques des argiles noires de la base; elle est absente au sommet où elle est remplacée par l'ilménite, l'hématite et parfois la glauconie.

- de 409 à 399 m, des argiles compactes rouges, parfois finement sableuses, bariolées de gris et de jaune, sont seulement plus riches en disthène (40 %); ce minéral se présente en gros grains souvent anguleux et profondément corrodés. La pyrite, relativement abondante se présente en gros cristaux octaedriques; elle est associée à de l'ilménite, de l'hématite et de la goethite superficiellement altérées en limonite.

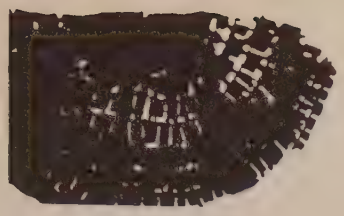
- de 399 à 395 m, des marnes sableuses jaunâtres à Nummulites offrent un cortège assez différent, riche en grenat (20 à 25 %), disthène (20 à 25 %) et andalousite (10 %) où la tourmaline et la staurotide ne représentent plus respectivement que 15 ou 10 % des minéraux transparents. La barytine y est abondante (10 %) à certains niveaux.

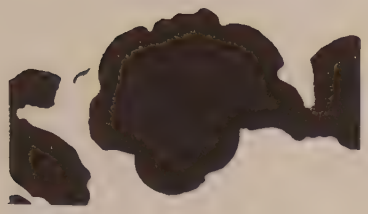
- au-dessus de 395 m, dans la série de calcaire, grès, marnes et argiles, qui représentent les divers faciès de l'Eocène inférieur, la tourmaline et la staurotide dominent à nouveau un cortège essentiellement résistant, où le grenat, le disthène et l'andalousite n'occupent plus qu'une place très secondaire.

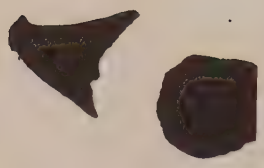
2) *Forage de Bassens-Everite :*

a) Eocène inférieur :

Dans les marnes dolomitiques d'âge Eocène inférieur, atteintes par ce forage entre 260 et 274 m (DUCASSE, 1959) la fraction sableuse moyenne n'offre que peu de minéraux lourds transparents. En quasi totalité, la fraction lourde se compose de grains opaques; ce sont soit des agrégats de pyrite, soit le plus souvent des grains de glauconie vert sombre.







Ces minéraux affectent généralement la forme de pelotes fécales ou de moules internes de Foraminifères et de Bryozoaires (Photo n° 1). A côté de la glauconie et de la pyrite, on trouve aussi une assez forte proportion d'ilménite et de limonite. Parmi les minéraux transparents dominent les espèces résistantes : zircon, rutile, brookite et tourmaline, ce qui confère au matériel détritique un «indice de vieillesse» élevé. On doit noter en plus de ces espèces minérales résistantes, de fortes proportions de staurotide dont les grains présentent parfois le faciès «vermiculé»; enfin, parmi les minéraux accessoires, on remarque du sphène, du disthène, souvent fortement altéré et corrodé, et de l'ankérite dont la présence paraît être liée à la forte dolomitisation de ces niveaux.

b) Eocène moyen :

Trois formations successives illustrent ici cette période:

b1) Les «Sables Inférieurs» (entre 260 et 165 m de profondeur) dans lesquels trois phases principales de dépôts détritiques peuvent être distinguées (KLINGEBIEL et LALANNE DE HAUT, 1962).

- de 260 à 226 m : Une première séquence débute par des sables grossiers avec lits de graviers et se termine par des sables argileux. Les minéraux lourds y sont relativement peu abondants; parmi les minéraux opaques, la pyrite et la limonite dominent. Les minéraux transparents essentiels sont maintenant le grenat (20 à 40 °/o), la tourmaline et la staurotide (15 à 20 °/o), accompagnés de disthène (10 à 20 °/o).

- de 226 à 212 m : Une deuxième séquence lithologique, marquée par une brève reprise des apports détritiques sableux à laquelle succède le dépôt de marnes dolomitiques, en milieu littoral ou lagunaire, ne montre pas de changements de la composition minéralogique des apports terrigènes.

- de 212 à 170 m : Une troisième séquence lithologique illustre une reprise progressive de la sédimentation franchement marine dans la région de Bassens. Les apports détritiques, très violents au début, diminuent peu à peu d'intensité et plusieurs étapes de transgression peuvent être distinguées dans le détail de séquences lithologiques mineures. Le disthène et surtout le grenat sont plus abondants au toit des sables, dans les grès et les calcaires gréseux de l'Eocène moyen, alors que la tourmaline et la staurotide deviennent de plus en plus rares.

Dans toutes ces formations détritiques de la base de l'Eocène moyen, les changements de composition minéralogique de la fraction sableuse sont relativement peu importants et ne suivent que d'une manière assez lâche les variations de la nature lithologique des dépôts. Nous exposerons à ce propos deux séries d'observations intéressantes concernant :

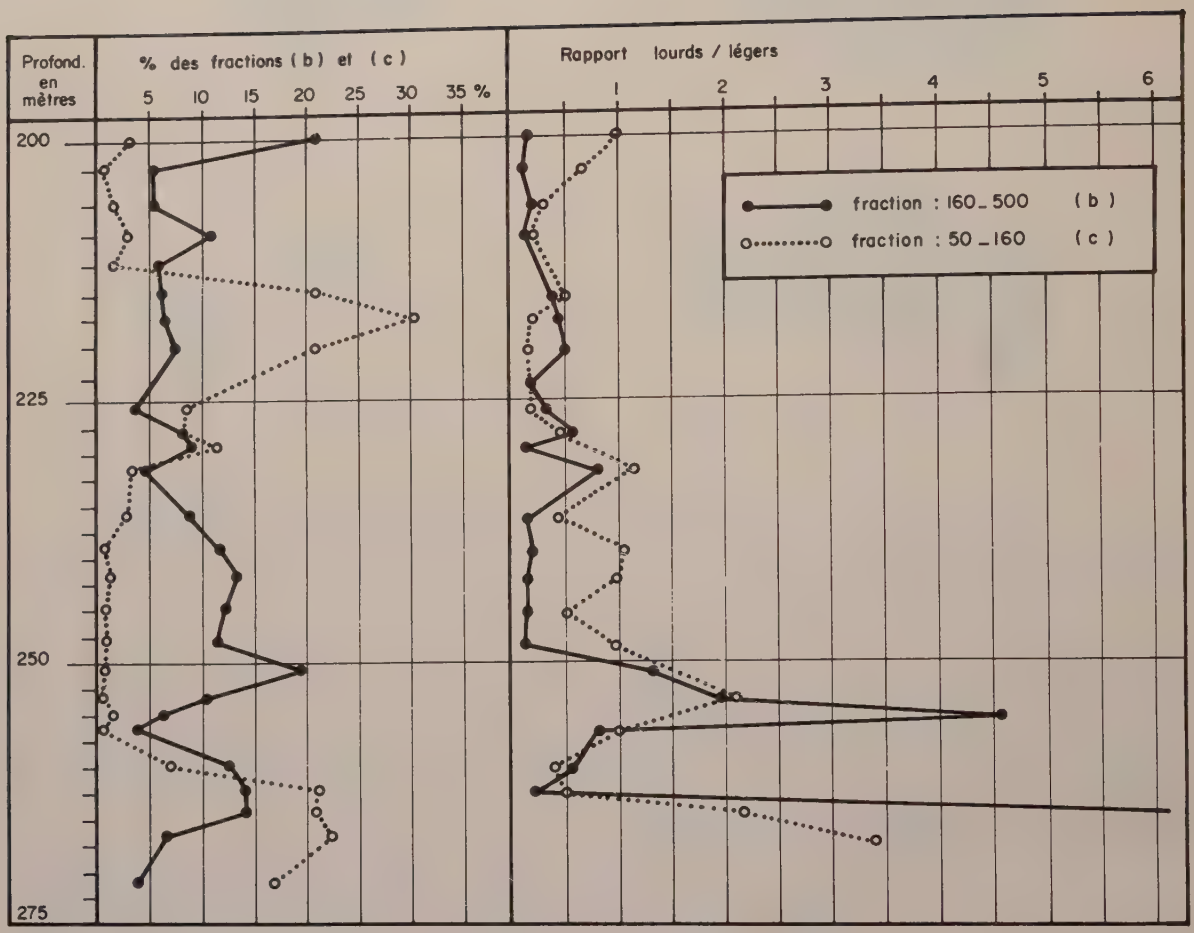


FIGURE 5 :

TENEURS EN MINERAUX LOURDS ET GRANULOMETRIE DES SEDIMENTS DANS LES «SABLES INFERIEURS» A BASSENS.

Les teneurs relatives en minéraux lourds :

On peut remarquer tout d'abord que les teneurs en minéraux lourds des fractions sableuses moyennes et fines varient de manière inverse à l'importance relative de ces fractions (fig. 5); c'est là un phénomène très général observé dans toutes les coupes de forages intéressant les sables inférieurs du Bordelais (KLINGEBIEL et LALANNE DE HAUT, 1962). Dans la majeure partie de ces sables, les minéraux lourds représentent 0,2 à 0,5 % de la fraction détritique, ce qui peut être considéré comme des teneurs «normales», comparées à celles observées par divers auteurs dans des formations détritiques anciennes analogues (DUPLAIX, 1956). Cependant les niveaux de la base présentent des teneurs bien plus fortes (5 à 10 %) dues essentiellement à la présence de composés ferrugineux (pyrite, glauconie et enduits ferriques) qui s'ajoutent aux minéraux lourds détritiques.

Les rapports entre la composition de la fraction lourde et celle des sédiments :

Dans une certaine mesure, l'abondance du disthène paraît liée à celle des éléments sableux grossiers. Avec l'apparition des faciès marins et la réduction de la taille des éléments détritiques, on observe une diminution des proportions relatives de la staurotide et, moins nettement, de la tourmaline. Il ne semble pas y avoir là de relation directe car les tailles de ces deux minéraux sont assez variées, et un tri en fonction de la granulométrie du dépôt ne peut être invoqué pour expliquer cette raréfaction.

Vers le toit des sables, les minéraux ont des formes plus arrondies, ce façonnage plus intense marque une reprise des éléments détritiques par la mer dans les milieux littoraux.

Ainsi, bien que leurs éléments aient subi des remaniements plus importants que ceux des couches inférieures, les niveaux supérieurs offrent un cortège moins «résistant». Il faut donc admettre que l'altération mécanique des minéraux est moins déterminante que l'altération chimique dans l'élaboration du cortège, et considérer qu'il y a eu au cours de cette période, soit un changement notable des conditions d'érosion sur le continent soit une différence d'origine des matériaux terrigènes. Cela se traduit par une nette augmentation des valeurs du rapport disthène + grenat / staurotide + tourmaline, qui passe de 1 à 5.

b2) Les calcaires de l'Eocène moyen : (de 165 à 140 m), les terrains n'ont pas livré un nombre suffisant de minéraux lourds pour qu'on puisse en tirer des indications valables en ce qui concerne les modifications du cortège en fonction du faciès.

b3) Les marnes et grès supérieurs : de 140 à 101 m, des intercalations de marnes dolomitiques et d'argiles finement sableuses se signalent par leur extrême richesse en grenat (55 à 65 %). Puis avec l'arrivée de nouveaux apports sableux, cette proportion diminue et on note une augmentation corrélative des teneurs en tourmaline et andalousite. Ces phénomènes sont cependant peu marqués, et il serait intéressant de pouvoir les préciser par une analyse détaillée sur carottes; la répartition des minéraux et des sables pourrait correspondre à une disposition lenticulaire des différents lithofaciès, ce qui incite à quelque prudence dans l'interprétation stratigraphique des résultats de l'analyse séquentielle détaillée de cette série.

c) Eocène supérieur :

Une nouvelle séquence lithologique, de 101 à 83,50 m, se développe. Elle est constituée par une série de sables, argiles et marnes illustrant une ébauche de transgression, puis une régression. A cette oscillation des influences marines et continentales ne correspond aucune modification fondamentale de la composition minéralogique de la fraction sableuse, pas plus d'ailleurs -comme nous le verrons plus loin- que de la fraction argileuse. La faune de ces couches présente aussi des analogies profondes avec celle des couches sous-jacentes (PUJOS, 1962). La persistance de ces caractères minéralogiques et paléontologiques permet donc de considérer cette séquence comme un «niveau de transition», entre deux cycles sédimentaires.

- de 83,50 à 62,70 m, les formations marines de l'Eocène supérieur, habituellement désignées sous le terme de «calcaire de Blaye», sont trop pauvres en minéraux lourds détritiques pour que l'on puisse définir ici la composition minéralogique des apports terrigènes pendant cette période de vaste expansion du domaine marin.

- de 62,70 à 29,55 m, une série de marnes peu sableuses illustre une longue période de sédimentation en milieu littoral ou lagunaire. Les apports détritiques, bien qu'importants, sont essentiellement de nature argileuse. Parmi les minéraux de la fraction sableuse, toujours très

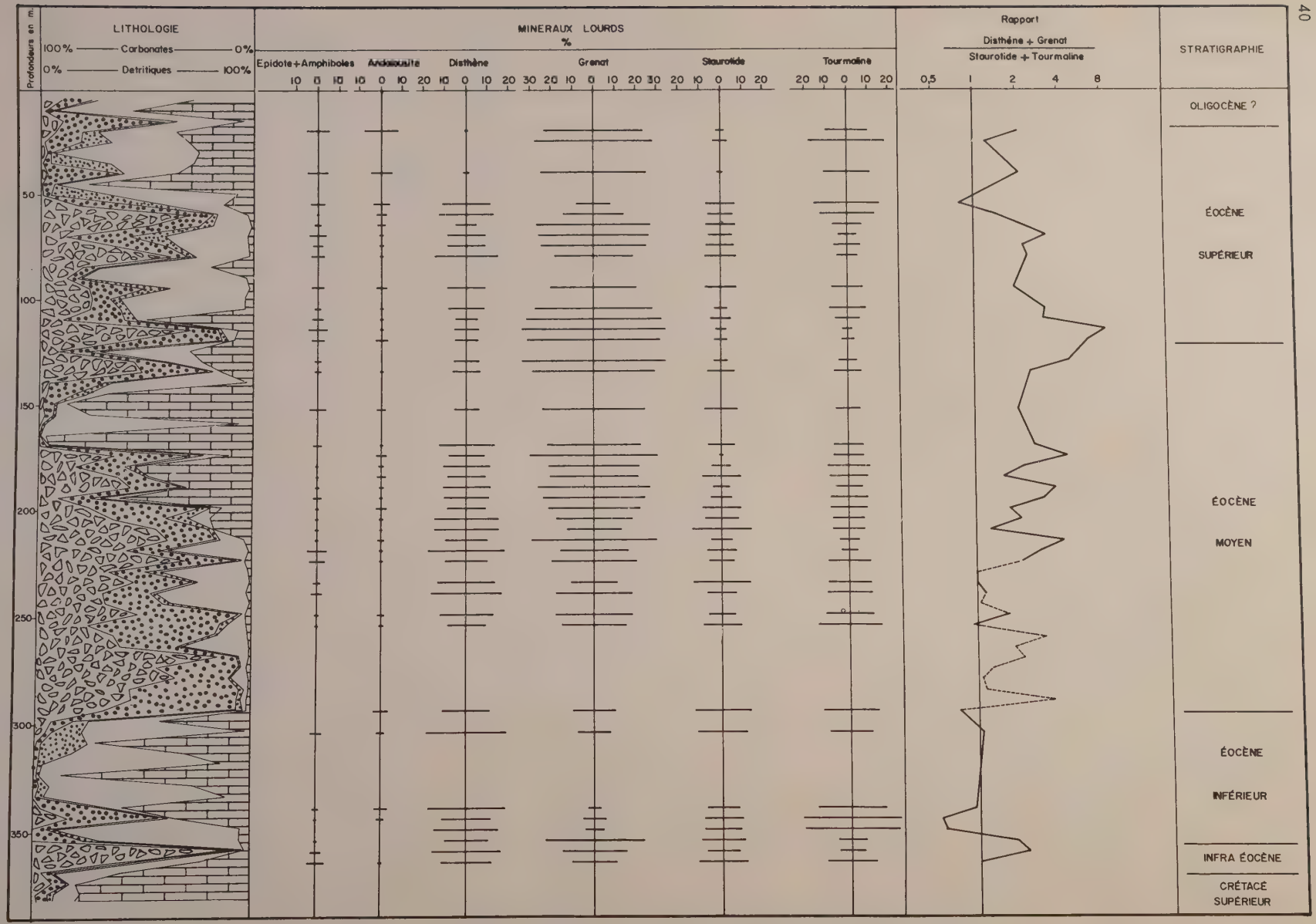


FIGURE 6 : CORTEGES DE MINERAUX LOURDS DANS LE FORAGE DE MOULON.

fine, on note la dominance du grenat (50 à 60 °/₀) la relative abondance de l'andalousite (15 à 20 °/₀), de la tourmaline (20 à 25 °/₀) et des minéraux fragiles (épidote, péridot, amphibole). Le disthène, habituellement lié aux apports grossiers, a disparu. Les éléments phylliteux, parfois très abondants, sont soit des micas de type muscovite, soit, plus généralement, des feuillets de chlorite dont certains contiennent de nombreuses inclusions aciculaires de rutile (sagénite). L'abondance des minéraux chloriteux, dans les fractions sableuse et argileuse de ces marnes, paraît liée dans une certaine mesure, aux conditions de sédimentation. Même en disposant d'échantillons intacts prélevés par carrottages, il est difficile de préciser autrement que par une analyse statistique assez vaste, s'il y a eu «fossilisation» de ces minéraux dans certains faciès, ou au contraire, chloritisation. L'examen de la fraction argileuse apporte d'utiles précisions à ce problème.

d) Alluvions quaternaires :

Les alluvions anciennes de la Garonne, rencontrées ici jusqu'à la profondeur de 28,55 m, offrent un cortège assez différent de celui des terrains éocènes. Leur richesse en grenat et en andalousite peut être comparée à celle des alluvions actuelles du même fleuve, entre St-Martory et le confluent de l'Ariège (VATAN, 1945). Il est probable que ces minéraux proviennent à la fois des massifs pyrénéens et des mollasses oligocènes et néogènes qui occupent le centre du bassin d'Aquitaine. On observe aussi l'extrême abondance de minéraux plus fragiles comme les amphiboles, l'épidote et surtout les pyroxènes; c'est là une des caractéristiques majeures des alluvions actuelles ou récentes de la plupart des grandes rivières d'Aquitaine (DUPLAIX, 1956, p. 54); nous l'avons aussi retrouvée dans les alluvions de la Dordogne, à Ste-Foy-la-Grande.

3) Conclusions :

La série paléogène du sous-sol de Bassens montre trois grandes périodes d'apports détritiques dont les cortèges de minéraux lourds ne diffèrent que par les proportions relatives des minéraux essentiels.

A l'Eocène inférieur, le continent ne fournit que des arènes assez profondément altérées et appauvries où dominent les espèces résistantes, tourmaline, staurotide, zircon et minéraux titanés. Le disthène apparaît en proportions non négligeables dans les dépôts grossiers de la base de la série.

Au début de l'Eocène moyen, dans les sables illustrant une nette reprise de l'érosion sur le continent, le disthène et surtout le grenat apparaissent brusquement en grande abondance.

A l'Eocène supérieur, les proportions respectives des principales espèces minérales n'ont guère varié. La paléogéographie et les provinces distributives ne sont donc que peu modifiées. On remarquera simplement la prédominance plus accusée du grenat, l'abondance de l'andalousite et de la tourmaline, l'effacement progressif du disthène et de la staurotide.

2) LIBOURNAIS, FORAGE DE MOULON
(Figure 6)

Dans la coupe de ce forage qui a atteint les calcaires du Crétacé supérieur à la profondeur de 370 m, on observe essentiellement une alternance de formations détritiques continentales et de niveaux marneux gréseux ou calcaires, déposés en milieu marin. Tous les principaux termes de la série éocène connue dans le Bordelais y sont représentés (VEILLON, 1962).

a) Infra éocène :

La série tertiaire débute (de 370 à 349 m de profondeur) par des dépôts continentaux qui recouvrent sans transition les calcaires du Crétacé supérieur. Le résidu lourd de la fraction sableuse est essentiellement constitué par ces minéraux opaques : concrétions d'hématite, goethite et ilménite dans les argiles rouges et les sables à graviers de la base (de 370 à 360 m, en particulier); cependant, dans des niveaux de sables argileux grisâtres intercalés dans la partie supérieure de cette formation (entre 365 et 360 m) la pyrite constitue jusqu'à 50 °/₀ des éléments lourds opaques. Parmi les minéraux transparents, prédominent le disthène puis la staurotide et la tourmaline. Le grenat, relativement rare dans ces dépôts grossiers, est par contre très abondant (40 à 50 °/₀ des transparents) dans les niveaux d'argiles rouges et jaunes qui (de 356 à 349 m) couronnent cette série continentale.

b) Eocène inférieur :

Les formations marines de l'Eocène inférieur (de 349 à 295 m) sont constituées par une succession de termes lithologiques argileux ou marneux, déposés en milieu littoral et renfermant des lits de sables calcaires riches en tests de Nummulites. Des niveaux gréseux de couleur grise à *Nummulites planulatus et Alveolina oblonga* illustrent une première phase de transgression (biozone 3 a de M. VEILLON, 1962). Le nombre de minéraux lourds transparents y est suffisant pour justifier un calcul de pourcentage. Dans le cortège, relativement résistant, le disthène, la tourmaline et la staurotide dominent. Il en est de même au sommet de la série (de 303 à 295 m) dans les sables et les marnes gris-verdâtres qui représentent les derniers termes fossilifères de l'Eocène inférieur.

Dans l'ensemble des autres niveaux marneux, la rareté des éléments quartzeux traduit la faiblesse des apports détritiques grossiers pendant toute cette période. L'essentiel de la fraction sableuse comme de la fraction lourde de ces couches, est constitué par des minéraux opaques, concrétions ferrugineuses et surtout moulages internes glauconieux et pyriteux de Foraminifères, Nummulites et Milioles en particulier. A certains niveaux (entre 335 et 315 m) ces concrétions denses représentent la presque totalité de la fraction sableuse, alors qu'habituellement elles n'en constituent que 1 à 2 °/₀. Dans toutes ces couches, on ne rencontre pratiquement pas de minéraux transparents.

Ainsi, durant l'Eocène inférieur, les apports détritiques sont ici abondants. Le cortège de minéraux lourds est relativement résistant et le rapport D + G / St + T reste égal ou inférieur à 1. Seuls les niveaux d'argiles rouges qui couronnent les dépôts continentaux infra-éocènes contiennent de fortes proportions de grenat.

c) Eocène moyen :

La formation dite des «sables inférieurs» (de 295 à 196 m) qui marque en Gironde la base de l'Eocène moyen débute par une première phase de dépôts détritiques grossiers (de 295 à 265 m) passant au sommet à des argiles sableuses très ligniteuses. Les éléments lourds sont fréquemment enduits d'une pellicule ferrugineuse et rarement déterminables; bien qu'une étude statistique soit peu significative en raison du petit nombre de minéraux identifiables, cette séquence lithologique paraît caractérisée par la dominance du disthène (40 à 50 °/₀); les espèces les plus fréquentes sont ensuite le grenat et la staurotide (15 à 25 °/₀); puis enfin la tourmaline. Le rapport D + G / St + T varie entre 1 et 3.

Dans une deuxième phase de dépôt (de 265 à 228 m) les éléments détritiques sont un peu moins grossiers. Le cortège des minéraux transparents est mieux représenté; selon les niveaux, le minéral dominant est soit le disthène soit le grenat. Le rapport D + G / St + T varie entre 1 et 2.

Au toit des sables, une dernière phase détritique (de 228 à 196 m) comprend des sables grossiers, puis moyens passant rapidement à des grès et des calcaires à rares *Nummulites loevigatus* associées à une faune marine à cachet Lutétien (VEILLON, 1962). Les teneurs relatives en disthène et grenat augmentent progressivement alors que les proportions de staurotide et de tourmaline diminuent. Le grenat est un minéral dominant comme dans les terrains homologues du Bordelais. Le rapport D + G / St + T prend alors des valeurs un peu plus élevées, variant entre 1,5 et 4.

Ces trois séquences lithologiques se retrouvent d'une manière très générale dans tout le Bordelais (KLINGEBIEL et LALANNE DE HAUT, 1962). La teneur en minéraux lourds, relativement faible dans la première séquence, augmente brusquement à son sommet (270 m). Ceci traduit une phase de ralentissement des apports détritiques et un enrichissement des dépôts en fer dont la concentration et la fixation ont été favorisées par un milieu de sédimentation calme.

Une succession de faciès néritiques s'ordonnant en plusieurs séquences lithologiques, illustre les diverses phases d'une transgression marine. Ce sont (de 196 à 178 m) des sables et des calcaires gréseux, puis (de 178 à 144 m) des calcaires, des argiles et des grès dolomitiques, enfin (de 144 à 122 m) des argiles, des grès et des marnes. La faune répartie en plusieurs biozones (VEILLON, 1962) situe ces dépôts dans les phases médiane et supérieure de l'Eocène moyen.

Les proportions relatives des miné-

raux lourds essentiels (grenat, disthène, staurotide et tourmaline) varient légèrement, sans liaison apparente avec les rythmes de sédimentation. Les teneurs en grenat augmentent progressivement vers le sommet de la série, et le rapport D + G / St + T garde des valeurs élevées, généralement comprises entre 2 et 4. Parmi les minéraux opaques dominent les concrétions pyriteuses, constituant des moulages internes de Foraminifères. Les minéraux ferrugineux sont toujours abondants; ils constituent la totalité de la fraction lourde des argiles, intercalées dans les calcaires (entre 167 et 163 m). Ici encore, une phase de sédimentation terrigène ralentie est soulignée par un net accroissement du rapport lourd/léger, correspondant à un enrichissement en éléments ferrugineux.

Ainsi, au cours de l'Eocène moyen, alors que se développe un vaste cycle sédimentaire, on assiste, indépendemment des changements de faciès au sein des séquences lithologiques mineures, à une modification progressive du cortège des minéraux lourds. Si certaines concentrations particulières peuvent être attribuées à un tri sélectif des minéraux lors de la mise en place des sédiments, l'évolution générale des proportions relatives des minéraux essentiels nous paraît illustrer un changement progressif de la nature des matériaux hérités. Le phénomène est probablement lié aux variations du cadre paléogéographique du Bassin Nord-Aquitain au cours de cette période.

d) Eocène supérieur :

La partie supérieure de la coupe, (de 122 à 18 m) est attribuée à l'Eocène supérieur. Du point de vue lithologique et minéralogique, deux groupes de formations peuvent y être distingués :

- Le premier (de 122 à 50 m) est caractérisé par l'abondance des éléments sableux grossiers qui marquent la persistance des apports terrigènes après la régression de l'Eocène moyen. Une intercalation de sables et de grès coquilliers (de 110 à 115 m) témoigne de l'avancée de la mer jusque dans la région de Moulon, lors de la transgression dite du «calcaire de Blaye». Les faciès de régression sont d'abord argileux (de 115 à 85 m), puis à nouveau franchement sableux (de 85 à 50 m).

L'ensemble de ces couches détritiques est connu dans la région sous le vocable de «sables du Libournais». On peut y distinguer diverses séquences lithologiques moyennes, que soulignent certaines particularités du cortège de minéraux lourds, telles que la concentration des grenats au toit de certains niveaux détritiques (à 110, 115 et 70 m), et l'apparition des épidotes et des biotites dans certaines couches argileuses. Le cortège des minéraux essentiels n'est guère différent de celui des terrains détritiques de régression de l'Eocène moyen.

- Le deuxième groupe de couches (de 50 à 18 m) est caractérisé par la prédominance de faciès marneux et argileux. La disparition du disthène accompagne l'arrêt des apports détritiques grossiers. L'augmentation des teneurs en tourmaline et andalousite, l'apparition de chlorite et de barytine authigène, individualisent bien par ailleurs ces mollasses argileuses de l'Eocène supérieur. Malgré l'abondance du grenat, le rapport D + G / St + T reste compris entre 1 et 2. Toutefois dans ces faciès laguno-lacustres, les minéraux lourds sont rares et peu de niveaux se prêtent à une analyse statistique détaillée. On peut néanmoins penser que ces changements de cortège sont principalement dus à des modifications locales des conditions de sédimentation, dans une basse plaine alluviale.

Au sommet de la coupe (de 18 à 0 m), les marnes à Characés n'ont livré que peu de minéraux (quelques grains d'épidote, andalousite, grenat et barytine. Les apports détritiques sont donc peu importants et leurs éléments peu altérés car les minéraux fragiles dominent.

En résumé, l'étude des minéraux lourds de la coupe de Moulon montre pendant l'Eocène, le même cortège de minéraux essentiels que dans les coupes voisines, tant dans le domaine marin (Bassens), que continental (Ste-Foy-la-Grande).

3) FORAGE DE LANDERROUET : (Fig. 7)

Bien que n'ayant pas atteint les calcaires du Crétacé supérieur, cette coupe de forage permet d'observer l'essentiel de la succession des terrains paléogènes sur 300 m d'épaisseur. Comme dans les forages voisins (Auriac, Monségur), on peut considérer la succession lithologique, en dépit de nombreuses variations dans le détail, comme formée de trois ensembles distincts :

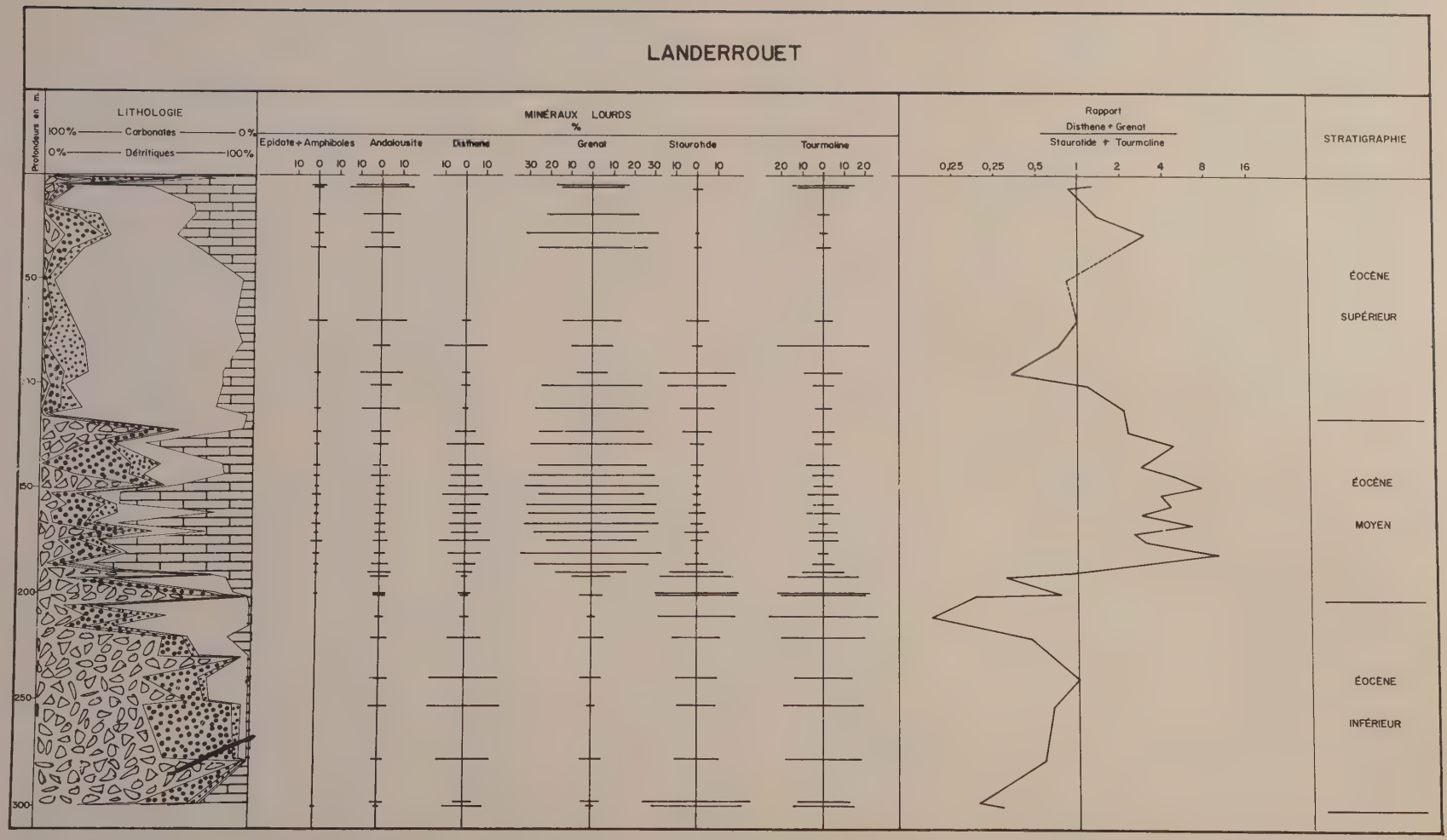


FIGURE 7 : CORTEGES DE MINERAUX LOURDS DANS LE FORAGE DE LANDERROUET.

- de 300 à 202 m, des sables grossiers, ligniteux, azoïques passant à un sable moins grossier à débris d'huîtres, puis à un grès calcaire fin, glauconieux, (de 298 à 299 m) renfermant des Nummulites épigénisées par de la limonite. La présence de *Nummulites globulus* à la base de cette série (299 m) confèrerait à ces dépôts un âge éocène inférieur (VEILLON, 1962).

- de 202 à 116 m, des calcaires marneux ou gréseux alternants, reposant sur un niveau de sables grossiers et des argiles rouges. Les bancs calcaires inférieurs, en particulier à 181 m, ont livré une faune abondante d'âge lutétien.

- de 116 m au sol, des mollasses argileuses de couleur beige clair, finement sableuses, devenant plus marneuses au sommet. L'âge de ces mollasses n'est pas défini exactement par les organismes fossiles qu'elles renferment mais l'ensemble de leurs caractéristiques sédimentologiques conduit à leur attribuer un âge éocène supérieur.

Le tableau de répartition des minéraux lourds essentiels permet de distinguer, du point de vue minéralogique, trois groupes de terrains :

1) de 300 à 190 m : les formations sableuses azoïques qui surmontent les niveaux de grès à Nummulites dont l'âge éocène inférieur est probable, sont caractérisées par un cortège à tourmaline, staurotide et disthène. Le grenat et l'andalousite y sont toujours rares, et les minéraux plus fragiles (épidotes, amphiboles), absents. Il faut noter aussi dans la fraction fine, l'abondance du sphène, des minéraux titanés et du zircon; ce dernier est particulièrement abondant dans les sables glauconieux de la base à *Nummulites globulus*. Parmi les minéraux opaques, la pyrite prédomine en particulier dans les niveaux inférieurs (n° 48 et 49) où elle est accompagnée d'ilménite (20 °/₀ des minéraux opaques) d'hématite et de limonite. Dans les sables grossiers continentaux, l'hématite et la goethite remplacent la pyrite qui aura complètement disparu dans les argiles rouges et les sables et graviers qui terminent cette série détritique.

Ainsi, toutes ces formations renferment un cortège «résistant». La rareté du disthène et du grenat au mur et au toit de ces «Sables» nous paraît relever de deux phénomènes différents :

- Les faciès carbonatés de la base illustrent la sédimentation en milieu marin, d'un matériel terrigène très évolué et chimiquement très dégradé puisqu'on note, en effet, la coexistence de minéraux thalassogènes peu résistants (pyrite, glauconie) dont la conservation a été assurée par les carbonates présents dans ces couches.

- L'arrivée des éléments détritiques grossiers correspond à une reprise de l'érosion sur le continent dont les massifs cristallins fournissent des sables un peu moins évolués. Après cette période de sédimentation grossière en milieu continental, les couches superficielles sont altérées et appauvries sur place par lessivage; ces phénomènes s'accompagnent d'une rubéfaction des sols. Enfin, des remaniements et des érosions superficielles mettent en place des graviers et des argiles rouges à kaolinite et goethite qui couronnent cette série détritique.

2) Entre 190 et 116 m, les niveaux sableux et les grès associés aux calcaires d'âge lutétien (éocène moyen) sont bien caractérisés par l'abondance du grenat qui forme à lui seul 45 à 70 °/₀ des minéraux lourds transparents. Les autres minéraux essentiels sont le disthène (15 à 25 °/₀), la tourmaline (10 à 20 °/₀), et l'andalousite; la staurotide ne joue plus qu'un rôle accessoire. Il faut noter la présence de quelques minéraux peu résistants comme l'épidote. Parmi les opaques, la pyrite prédomine nettement.

La présence de carbonates et de minéraux fragiles dans ces couches de l'Eocène moyen, permet d'estimer qu'il n'y a pas eu de modification de la composition minéralogique des éléments détritiques après leur dépôt. La nature des matériaux terrigènes a donc assez brusquement changé avant que ne se produise la transgression de l'Eocène moyen; l'augmentation de la teneur en grenat en particulier est assez remarquable. Le rapport D + G / St + T, assez variable dans le détail des différentes couches, garde toujours des valeurs assez élevées, comprises entre 3 et 10.

3) De 116 à 0 m, dans les mollasses de l'Eocène supérieur, le cortège de minéraux transparents est assez varié selon les niveaux mais reste toujours marqué par une teneur relativement forte en andalousite (10 à 25 °/₀).

De 116 à 85 m, le grenat, la staurotide puis l'andalousite dominent, dans des

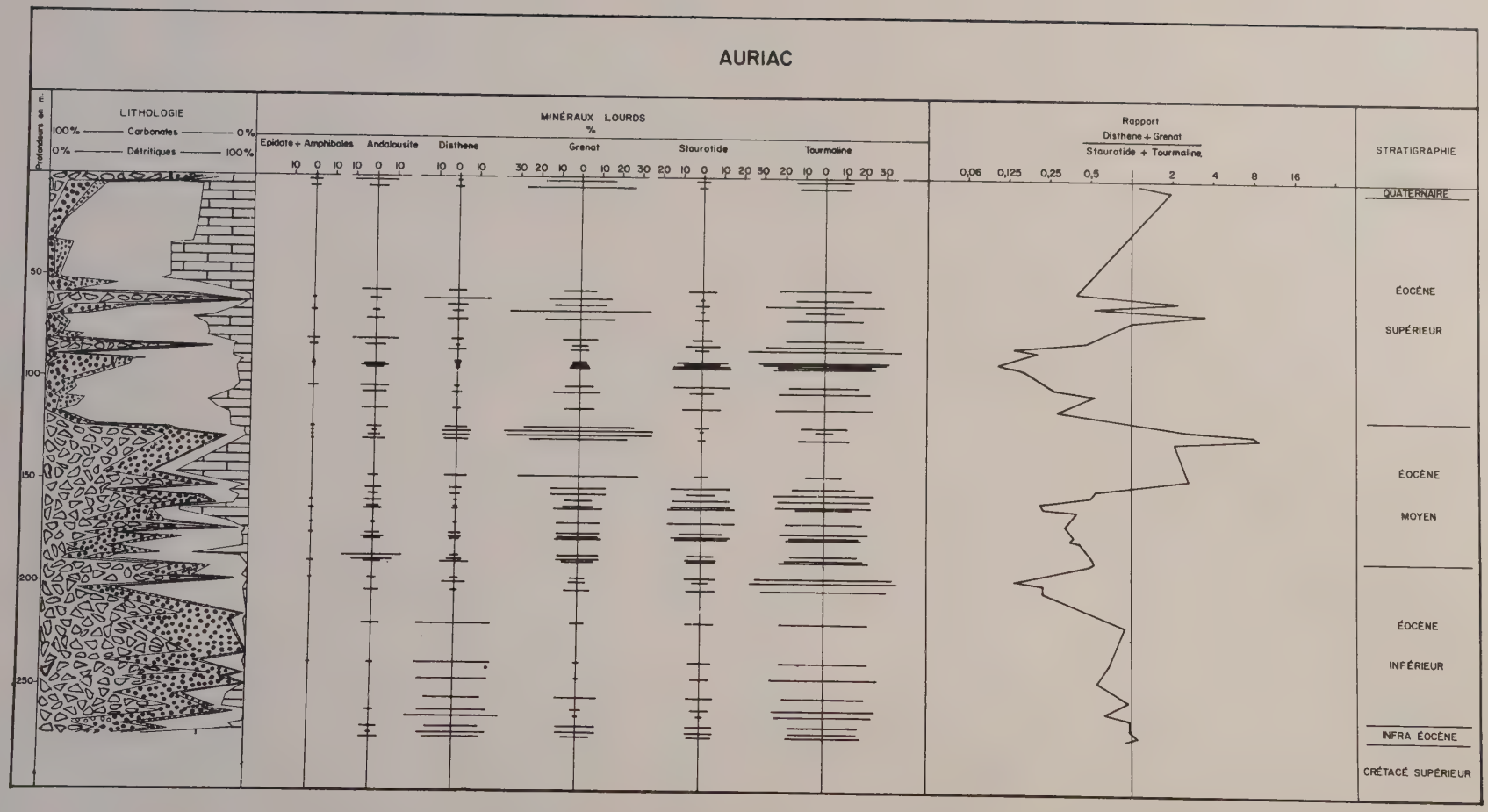


FIGURE 8: CORTEGES DE MINERAUX LOURDS DANS LE FORAGE D'AURIAC.

faciès qui dans leur ensemble n'offrent pas de différences lithologiques notables avec les niveaux plus récents. Cependant, la présence d'ankérite et de dolomite, ainsi que l'abondance de la pyrite, et accessoirement de la limonite, témoignent de conditions de sédimentation laguno-marines temporaires qui se traduisent également par la présence de chlorite dans la fraction argileuse et par des vestiges de faune marine littorale, sans valeur stratigraphique certaine (1).

De 85 à 0 m, la staurotide, désormais pratiquement absente est remplacée par la tourmaline dans le groupe des minéraux essentiels. La présence de disthène (à 80 m) apparaît liée comme dans les autres coupes, à une arrivée de matériaux détritiques grossiers.

Le rapport D + G / St + T reste, tout au long de cette série mollassique, voisin de 1. Il est à remarquer que la limite entre ces deux formations, apparaît un peu différente selon que l'on considère les variations lithologiques (qui se produisent à 190 m) ou les variations minéralogiques (plus marquées à 202 m).

En résumé, dans cette coupe de forage la composition minéralogique des matériaux sableux hérités, montre une évolution très comparable à celle observée dans les coupes voisines ou situées dans le synclinal de Bordeaux (à Bassens par exemple). A l'Eocène inférieur, on ne trouve que des minéraux détritiques résistants, quelque soit le faciès lithologique de leur gisement. Les sables de l'Eocène moyen sont caractérisés par leur richesse en grenat. Les mollasses de l'Eocène supérieur sont les plus riches en andalousite et contiennent généralement des chlorites; la staurotide et le disthène y sont rares et parfois même absents.

Le rattachement stratigraphique des «Sables inférieurs» azoïques à l'Eocène inférieur ou à l'Eocène moyen, est un problème auquel l'étude des minéraux lourds ne peut prétendre apporter à elle seule une solution. Nous nous bornerons à souligner ici les similitudes de position et de nature de cette formation sableuse avec la première séquence distinguée au sein des sables inférieurs du Bordelais :

- c'est d'abord la superposition directe de ces sables à des faciès littoraux de la fin de l'Eocène inférieur et leur recouvrement par des dépôts marins transgressifs d'âge lutétien.

- c'est ensuite l'analogie de composition minéralogique. On y trouve en effet, outre une forte teneur en minéraux ferrugineux, un cortège relativement «résistant» à staurotide et tourmaline mais où le disthène apparaît cependant en proportions notables, ce qui maintient le rapport D + G / St + T au voisinage de 1.

Si donc, en raison de ces ressemblances, on admet pour ces dépôts une même origine et des conditions analogues d'élaboration, on est naturellement amené à penser qu'ils sont vraisemblablement de même âge et qu'ils représentent une même étape de l'évolution du cadre paléogéographique du bassin nord-aquitain.

4) *FORAGE D'AURIAC :*

Implanté dans la vallée du Dropt, au pied des côteaux oligocènes, ce forage a pénétré directement dans les mollasses éocènes et atteint à la profondeur de 272,25 m des calcaires gréseux blancs, à *Sidérolites* et *Alveolina* d'âge Maëstrichtien.

Par sa situation géographique, comme par son cadre structural, cette coupe présente de nombreuses analogies avec celles des forages de Monségur (KLINGEBIEL et LAPIERRE, 1962), et de Landerrouet.

Un échantillonnage relativement régulier et fréquent (74 prélèvements), autorise une analyse sédimentologique détaillée des formations éocènes dont la datation reste imprécise en raison du petit nombre de niveaux fossilifères rencontrés.

L'analyse lithologique amène la distinction des ensembles suivants (Fig. 8) :

(1) Les éléments de faune recueillis dans ces molasses comportent en effet :
des Bryozoaires :
Hyppoporina crenatula (Lutétien)
Onychocella angulosa (Eocène-actuel)
Posarella porosa (Lutétien)
Tubicellaria bipartita (Eocène-actuel)
des Foraminifères représentés uniquement par des Miliolidae.
des débris de Lame libranches et d'Echinodermes.

a) Eocène inférieur :

1) - A la base de la série tertiaire, sur les calcaires du Crétacé supérieur (de 272,25 à 263,75 m de profondeur), des argiles sableuses beiges puis des argiles rouges.

Parmi les minéraux opaques, la pyrite, abondante à la base dans les argiles sableuses beiges (de 272,25 à 268,45 m) fait place à la limonite dans le niveau des argiles rouges (de 268,45 à 263,75 m). Dans cette dernière formation, les minéraux sont le plus souvent enrobés d'une forte pellicule ferrugineuse et seulement quelques grains de tourmaline ont pu être identifiés.

Au contraire les argiles sableuses sous-jacentes ont livré un cortège moins résistant à tourmaline (45 °/) grenat (25 °/) staurotide (17 °/) disthène (10 °/) et andalousite (5 °/). Le rapport D + G / St + T est voisin de l'unité.

2) - Une formation sableuse grossière à graviers de couleur grise (de 263,75 à 2 03,75) avec des passées de sables ligniteux plus fins, de couleur noire. Cet ensemble est couronné par un niveau argilo-sableux (de 203,75 à 199,25 m). La composition minéralogique de la fraction sableuse est assez constante. La teneur en minéraux lourds, relativement élevée, reflète l'abondance des minéraux ferrugineux opaques où dominent l'hématite, la limonite et l'ilménite. La pyrite apparait dans les argiles du sommet. Parmi les minéraux transparents essentiels, figurent la tourmaline (35 à 45 °/), le disthène (30 à 40 °/) et la staurotide (10 à 15 °/). La même association se retrouve dans les formations détritiques de l'Eocène inférieur (Moulon, Bassens). Les minéraux, souvent corrodés et altérés, proviennent probablement de l'érosion de sols et de dépôts terrigènes chimiquement dégradés, caractérisés par l'abondance de la kaolinite.

b) Eocène moyen :

La série se poursuit (de 199,15 à 117,35 m) par un ensemble de niveaux détritiques s'ordonnant en une séquence lithologique majeure de faible amplitude :

- sables grossiers et graviers, argiles sableuses rougeâtres, sables, grès calcaires, sables et argiles.

La séquence se termine par un niveau argilo-sableux gris, témoin d'une sédimentation plus lente en milieu fluvio-lacustre.

La faune des intercalations gréseuses (de 166,05 à 163,70 m et de 147,05 à 143,90 m) est marine; elle comprend des Bryozoaires des genres *Hornera* et *Heterocella,* des Ostracodes du genre *Bairdia,* des Foraminifères des genres *Lockhartia* et *Miliola* Cet ensemble faunique ne fournit pas d'éléments de datation précise, mais indique cependant un âge éocène moyen. Nous sommes ici en présence de faciès marins littoraux témoins de quelques épisodes d'extension de la mer lutétienne.

La répartition des minéraux lourds opaques reflète cette évolution lithologique. L'hématite abonde dans les argiles et les sables continentaux de la base, alors que la pyrite prédomine dans les niveaux argileux ou gréseux de la partie supérieure.

Les minéraux lourds transparents individualisent deux phases de sédimentation :

- à la première phase correspond (de 199,15 à 155,95 m) les sables grossiers de la base et des niveaux alternant de sables argiles et grès, riches en tourmaline (35 à 50 °/), en staurotide (20 à 30 °/) et en grenat (20 à 25 °/). Par leur composition, ces sables s'apparentent aux couches inférieures des «Sables inférieurs du Bordelais». Cependant la tourmaline y demeure relativement plus abondante, et le disthène moins fréquent. Les valeurs du rapport D + G / St + T restent faibles : entre 0,20 et 0,50. Ces faits situent donc la coupe d'Auriac dans une aire de distribution des apports terrigènes un peu différente.

De la barytine authigène a été trouvée dans deux niveaux d'argiles marneuses (de 174 à 177 m et de 183 à 186 m) qui succèdent à une première assise de grès. Celle-ci est le témoin d'une première incursion marine suivie d'épisodes lagunaires qui soulignent la fin d'une séquence lithologique moyenne.

- à la seconde phase (de 155,95 à 117,35 m) appartiennent les sables, les grès dolomitiques et enfin les argiles fluvio-lagunaires qui terminent la série de l'Eocène moyen. Tous ces niveaux se caractérisent par l'extrême abondance des grenats (50 à 60 °/), la rareté de la tourmaline (10 °/) et de la staurotide (5 °/) et l'augmentation relative du disthène (10 à

15 °/₀). Le rapport D + G / St + T accuse une nette augmentation et ses valeurs sont comprises entre 2 et 8.

c) Eocène supérieur :

L'importance de la phase argileuse caractérise la partie supérieure de cette coupe (de 117,35 à 4,75 m) constituée par une série de mollasses beiges ou ocres. Trois niveaux d'argiles rouges ou de sables grossiers y délimitent trois séquences lithologiques de même type représentées par la succession de termes suivante :

- argiles rouges et sables à graviers.
- mollasse ou argile marneuse.
- marne.
- argile ou marnes sableuses.

A la base et au sommet de la première séquence, un arrêt de sédimentation est marqué par la rubéfaction d'un lit d'argile sableuse (de 117,35 à 114,75 et de 91,95 à 91,45 m).

Des traces de dolomite cryptocristalline, dans les marnes sableuses du sommet (de 65,10 à 62,50 m) soulignent la fin de la deuxième séquence.

Dans la troisième séquence, un niveau de marne calcaire blanche, lacustre (de 51,70 à 50,70 m), à illite et attapulgite, marque un ralentissement des apports terrigènes plus accusé que dans les séquences précédentes.

L'étude paléontologique des niveaux marneux a permis d'observer de nombreux débris d'organismes calcaires, des fragments de Lamellibranches, des Milioles, des Rotalidae (genre *Discorbis*) et des oogones de *Chara*. On ne peut préciser l'âge de ces faciès lagunomarins ou fluvio-lacustres. Cependant par leur composition minéralogique, ils offrent de nombreuses analogies avec ceux de l'Eocène supérieur des forages de Landerrouet et de Monségur par exemple (LAPIERRE, 1962).

Les formations de la première séquence (de 117,35 à 84,95 m) se caractérisent par leur richesse en tourmaline (40 à 70 °/₀) et en staurotide (15 à 25 °/₀) et la relative rareté du grenat, du disthène et de l'andalousite. Le D + G / St + T a des valeurs très faibles, inférieures à 0,15.

Au cours du deuxième épisode de dépôt (de 84,95 à 62,50 m) les proportions de grenat augmentent progressivement pour atteindre un maximum (70 °/₀) dans les marnes sableuses et faiblement dolomitiques du sommet. L'andalousite, de même, devient fréquente dans les mollasses (25 °/₀). Au contraire, les proportions de tourmaline et de staurotide diminuent.

A la base de la troisième séquence (de 62,80 à 4,75 m) le disthène abonde dans les sables grossiers qui marquent une brusque reprise de la sédimentation détritique. Par leur richesse en disthène et grenat, les sables de base de cette dernière séquence sont assez comparables à ceux, qui à Issigeac, ont été attribués à l'Eocène supérieur. La staurotide et la tourmaline prédominent dans le niveau suivant, de couleur rougeâtre riche en hématite, qui a été vraisemblablement rubéfié sur place. Avec l'installation d'un régime de sédimentation laguno-lacustre, la fraction sableuse diminue d'importance et s'appauvrit en minéraux lourds. On observe en particulier, la disparition du disthène dans les faciès mollassiques et l'apparition de minéraux phylliteux, muscovite et parfois chlorite. L'andalousite (10 °/₀) devient avec le grenat (10 à 40 °/₀) et la tourmaline (25 à 45 °/₀) un des minéraux essentiels. La staurotide ne représente plus que 5 à 10 °/₀ du cortège.

Parmi les minéraux opaques, l'hématite domine dans les niveaux rubéfiés, alors que la limonite contribue à la coloration des niveaux mollassiques.

Les valeurs du rapport D + G / St + T sont assez variables et oscillent autour de l'unité. En raison de la rareté des minéraux et de la faible importance de la fraction sableuse, une étude statistique du cortège de ces couches essentiellement argileuses reste aléatoire. Il ne semble pas que l'on puisse mettre en évidence comme pour les argiles, des variations des associations de minéraux lourds, liées à celles de la lithologie. A chaque phase de dépôt, correspond bien plutôt une distribution un peu différente des matériaux hérités des régions avoisinantes.

Tout au long de cette série mollassique de l'Eocène supérieur, on trouve de nombreux grains d'ankérite, d'origine vraisembla-

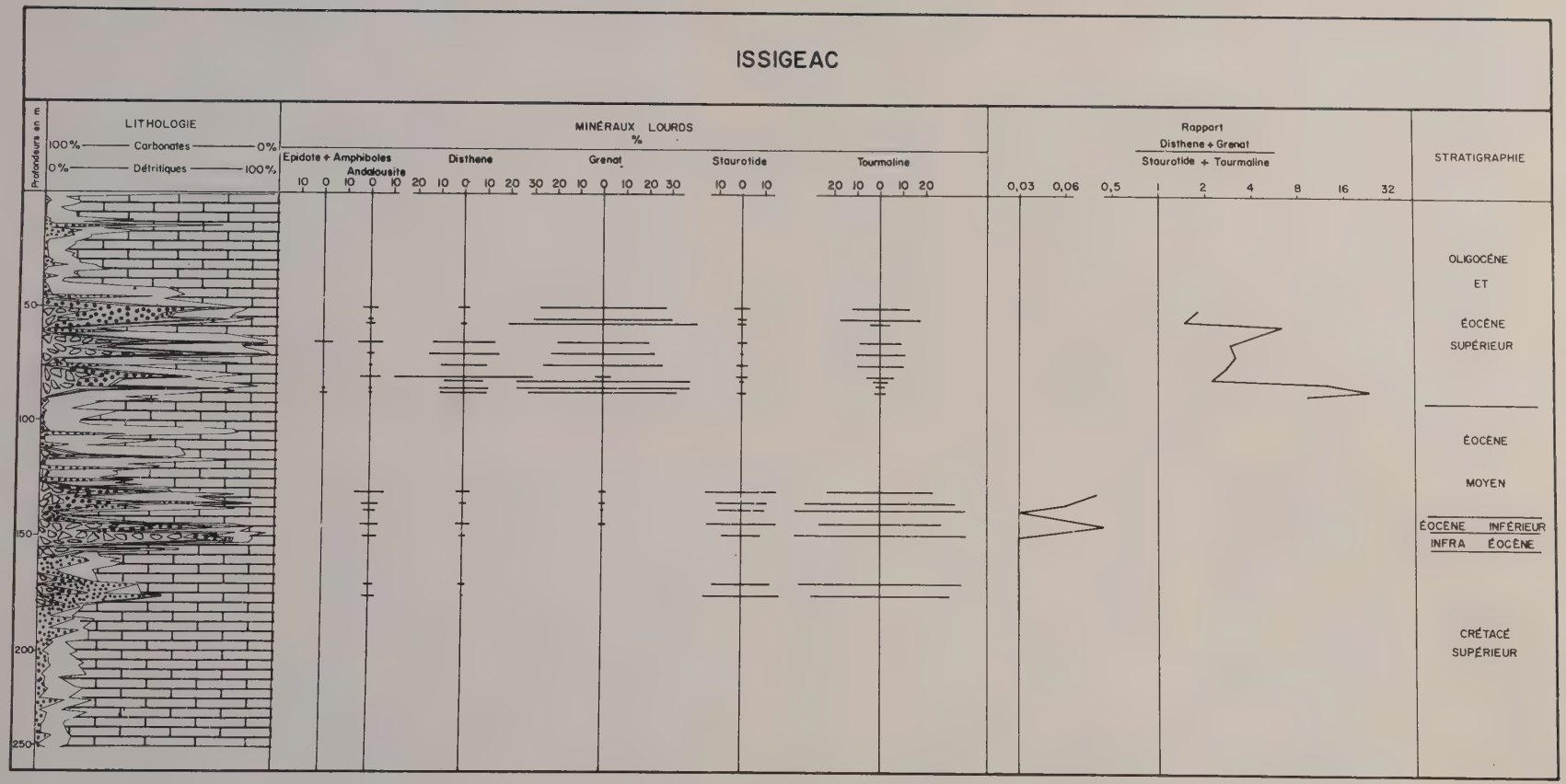


FIGURE 9 : CORTEGES DE MINERAUX LOURDS DANS LE FORAGE D'ISSIGEAC.

blement détritique, en raison de leurs caractères morphologiques. Ce minéral caractérise un matériel terrigène peu altéré, élaboré dans des sols sans lessivage s us un climat susceptible de favoriser également la genèse de la montmorillonite.

d) Quaternaire :

Un sable grossier (de 4,85 m au sol) dont le cortège de minéraux lourds est sensiblement le même que celui des mollasses sous-jacentes, représente les alluvions anciennes du Dropt. Cette similitude paraît normale si l'on considère que la vallée de cette rivière est uniquement creusée dans les mollasses.

En résumé, les variations de composition du cortège de minéraux lourds au cours de la période éocène permettent, comme dans les coupes voisines, de caractériser trois phases de sédimentation détritique. Cependant les proportions relatives des minéraux lourds essentiels sont un peu différentes de celles observées dans d'autres parties du bassin. On peut donc penser que la mise en place de ces formations procède d'une participation quelque peu différente des provinces distributives réparties sur la bordure du «Massif Central».

5) FORAGE D'ISSIGEAC II :

Cet ouvrage implanté sur les «calcaires lacustres d'Issigeac» à la cote + 100, a atteint les calcaires à Orbitoïdes du Crétacé supérieur à la profondeur de 153 m. L'analyse lithologique de la série tertiaire, permet de distinguer au sein de ces terrains d'âge éocène les formations suivantes :

- de 153 à 145 m : des sables argileux, plus grossiers à la base (148 à 153 m), ferrugineux, de couleur brun rougeâtre, riches en limonite et goethite.

- de 145 à 41 m, une série complexe de mollasses, marnes, argiles et calcaires lacustres dont la description détaillée a été donnée par ailleurs (KLINGEBIEL, 1962).

Minéraux lourds détritiques : ils caractérisent nettement les deux groupes de niveaux sableux reconnus dans cette coupe (Fig. 9) :

- Le premier intéresse aussi bien les couches supérieures du Crétacé (de 180 à 148 m) et en particulier le Maëstrichtien supérieur que les sables argileux à faciès sidérolithique (de 143 à 128 m). Dans tous ces niveaux dominent la staurotide et la tourmaline, associées à de rares andalousites. L'absence de minéraux lourds transparents (entre 145 et 148 m) dans les couches à concrétions ferrugineuses abondantes, n'est probablement pas réelle; tous les grains détritiques sont en effet enrobés d'une forte pellicule ferrique. On doit noter ici la similitude de composition minéralogique des calcaires gréseux du Crétacé terminal et des sables «sidérolithiques». Il s'agit d'un cortège résiduel presque exclusivement composé de minéraux résistants : tourmaline et staurotides; ces dernières, souvent corrodées, présentent des faciès «vermiculés». Le rapport D + G / St + T est alors très faible, compris entre 0,005 et 0,1. Dans la fraction fine, on remarque l'abondance du zircon et des minéraux titanés : anatase, rutile et brookite. Cependant, quelques grains de disthène et de grenat marquent l'arrivée d'apports détritiques nouveaux à la base de la série tertiaire. Les matériaux sableux de ce «sidérolithique» ne proviennent vraisemblablement pas du remaniement des grès du Crétacé supérieur, mais plutôt, comme des éléments de ces grès eux-mêmes, de l'érosion d'un continent recouvert d'arènes dégradées, ne contenant plus que des minéraux résistants. La présence de minéraux nouveaux, moins résistants dans les sables continentaux de la base de l'Eocène, qui cependant constituent un milieu moins «conservateur» que les grès calcaires du Crétacé, souligne une reprise de l'érosion du socle métamorphique des massifs voisins après la régression du Maëstrichtien.

- Le second surmonte une série de marnes et de calcaires lacustres à *Microcodium* d'âge éocène inférieur. Il se distingue nettement du groupe inférieur par l'abondance du disthène et du grenat, ce dernier en particulier, paraissant concentré dans certains niveaux. Ces minéraux de métamorphisme traduisent une reprise énergique de l'érosion du Massif Central. La rareté de la staurotide distingue cette zone d'épandage détritique temporaire des zones plus occidentales (celle de Coutras par exemple). Elle appelle une interprétation paléogéographique de la distribution de ce minéral, et la distinction de provinces distributives. Ces problèmes seront évoqués plus loin.

Dans ces formations détritiques supérieures le rapport D + G / St + T atteint

parfois des valeurs particulièrement élevées (de 1,82 à 24,2).

Minéraux lourds authigènes : deux types de minéraux accessoires authigènes ont une importante notable dans cette coupe :

- la barytine apparaît associée à la plupart des niveaux lacustres dont les conditions de genèse sont essentiellement de nature chimique. Ce minéral se présente en cristaux losangiques applatis suivant p (001), (les clivages formant entre eux un angle de 101°) souvent associés en macles polysynthétiques. Le départ de la cristallisation est souvent marqué par une impureté, et les divers stades de croissance sont soulignés par des inclusions microscopiques matérialisant les lignes cardinales du réseau cristallin.

- l'ankérite et la sidérose se trouvent réunies en proportions diverses dans deux horizons du Crétacé supérieur (152-155 et 200-205 m). La fréquente disposition en mâcles, la fraîcheur et la netteté des formes cristallines montrent la nature authigène de ces minéraux. L'origine de ces cristallisations nous paraît devoir être recherchée dans la circulation de solutions riches en fer au sein d'une roche poreuse carbonatée. La genèse de ces minéraux au toit des formations mésozoïques serait donc pénécontemporaine de la mise en place de la couverture sidérolithique.

Enfin, nous devons noter à la partie supérieure des mollasses constituant l'ensemble détritique supérieur, dans des couches de marnes grises (entre 45 et 42 m), un net enrichissement en grenats et l'apparition de minéraux phylliteux de grande taille aux propriétés optiques un peu aberrantes. Malgré la désorganisation de leur réseau cristallin, la présence sporadique d'abondantes inclusions aciculaires de rutile, du type sagénite, la coloration verdâtre, la densité et certains caractères optiques de ces cristaux, nous ont amenés à les désigner sous le terme de «chlorites», pris ici dans le sens le plus large. Ces minéraux proviennent probablement de l'altération ménagée de certains grenats et des biotites de cet ensemble détritique; ils ont été concentrés dans les niveaux marneux en raison de leur comportement hydrodynamique particulier. Leur abondance apparaît comme un des caractères dominants des couches marneuses de l'Eocène supérieur dans tout le Nord de l'Aquitaine.

Ainsi, la coupe d'Issigeac révèle la présence de deux périodes d'épandage détritiques. Restée à l'écart des transgressions marines durant tout le Paléogène, cette région a été le siège d'une sédimentation exclusivement lacustre et a été atteinte à deux reprises par des épandages détritiques de compositions minéralogiques bien différentes. Ces différences résultent davantage des conditions particulières de genèse sur le continent, de transport et de mise en place de ces matériaux que de la situation géographique de leurs «sources».

6) *FORAGE DE SAINTE-FOY-LA-GRANDE* (Fig. 10) :

Ce forage a atteint les calcaires du Crétacé supérieur, à la profondeur de 348 m, après avoir traversé une série de formations sableuses et argileuses azoïques. Implanté dans le fond de la vallée de la Dordogne, il intéresse des terrains dont l'âge est compris entre le Crétacé supérieur et la fin de l'Eocène supérieur, les terrains de cet âge affleurant en effet au pied des côteaux qui dominent Sainte-Foy-la-Grande.

Crétacé supérieur :

Les assises inférieures (de 373,97 à 348,80 m de profondeur), constituées de calcaires et calcaires marneux blanchâtres à Orbitoïdes du Crétacé supérieur, apparaissent fortement polluées par des retombées de sables. En effet la carrotte n° 2 (prélevée entre 363,20 366,25 m) est constituée par des calcaires marneux gris verdâtres, à la base (contenant 75 °/₀ de calcaire à 366 m et 78 °/₀ à 365 m) et par des calcaires crayeux ou graveleux blancs au sommet (contenant 92 °/₀ de calcaire à 363,20 m). Ces teneurs en carbonates contrastent singulièrement avec celles des échantillons correspondant aux couches contiguës. Il y a donc eu un enrichissement de la boue en éléments sableux provenant des couches supérieures. Ce fait est confirmé par l'examen de la diagraphie électrique dans laquelle les courbes de résistivité montrent la relative homogénéité des calcaires (entre 370 et 348,80 m).

Cependant le cortège de minéraux lourds trouvé dans les calcaires marneux de cette carrotte est très voisin de celui des échantillons des couches contiguës. On peut donc

admettre que dans ces niveaux, les pollutions peuvent être négligées du point de vue minéralogique.

La présence de minéraux fragiles, parfois altérés (amphiboles, pyroxènes), mais aussi la fréquence des grains de disthène et de staurotide, corrodés et cariés, ainsi que l'abondance des minéraux résistants (tourmaline, zircon, rutile) montrent que les éléments sableux, quoique peu abondants, ont la même origine au Crétacé terminal qu'au début du Tertiaire. Dans ces couches, la conservation des minéraux a été assurée par leur enfouissement dans ces marnocalcaires.

L'ankérite et la sidérose se rencontrent habituellement dans ces terrains. L'ankérite se présente en petits cristaux souvent mâclés. La sidérose montre généralement un aspect sphérolithique à structure radiée et zonée. La genèse de ces minéraux au sein des marnocalcaires est probablement le résultat de l'infiltration de solutions chargées en fer après la période d'émersion post-crétacée.

On doit noter enfin, quelques grains d'apatite de forme ovoïde. Ce minéral phosphaté est vraisemblablement authigène; on ne le retrouve pas dans les formations détritiques du Tertiaire.

Série tertiaire :

(1) A la base de la série tertiaire, (de 348, 8 à 337,80 m) sur les calcaires du Crétacé supérieur, reposent des sables grossiers grisâtres contenant de minces intercalations d'argiles marneuses. Le cortège de minéraux lourds a la même composition fondamentale. On doit noter cependant la relative abondance de minéraux fragiles comme les amphiboles, probablement associées aux niveaux argileux. La raréfaction des grenats amène une baisse du rapport D + G / St + T.

(2) La puissante série argilo-sableuse (de 337,80 à 25 m) semble assez homogène dans son ensemble mais très hétérogène dans le détail. L'analyse lithologique permet de distinguer deux parties dans cet ensemble :

- la partie inférieure (de 337,80 à 238,05 m) est essentiellement sableuse. Les niveaux les moins grossiers ne renferment pas plus de 25 % de limon et d'argile. Le carottage électrique met en évidence de très nombreuses couches poreuses de résistivité élevée, correspondant aux niveaux les plus grossiers et contenant donc une eau très peu chargée en sels. Entre ces couches, des niveaux de sables plus fins et argileux sont imprégnés d'une eau capillaire de salinité plus élevée qui les rend donc électriquement moins résistantes. De tels niveaux s'observent par exemple à 289,322 et 328 m. Cette partie inférieure de la série se caractérise par la compaction notable des niveaux les moins perméables et par l'organisation de la circulation de l'eau dans des niveaux très poreux, qui sont en général les plus grossiers.

- la partie supérieure (de 238,05 à 25 m) est caractérisée par une plus forte proportion de matériaux argileux. La diagraphie électrique montre là aussi une succession de niveaux grossiers et de niveaux argileux. Cependant la différence entre ces niveaux est ici plus nettement marquée que dans la partie inférieure; les lits de sables à graviers imbibés d'eau douce apparaissent avec de fortes résistivités dans une masse sablo-argileuse de très faible résistivité. Mais en dehors de quelques horizons très perméables (à 38, 50, 63, 80, 88, 106, 117, 143, 175, 216 et 225 m) la circulation de l'eau est réduite et offre un aspect diffus illustré en particulier par la remarquable stabilité de la courbe de polarisation spontanée. Cela nous amène à penser que la stratification de ces sables argileux est de type «entrecroisé», ce qui correspond à une sédimentation fluviatile ainsi que le montre l'étude morphoscopique de ces sables à grains toujours anguleux ou subarrondis. Les séquences lithologiques mineures n'ont alors aucune signification stratigraphique; seules les variations les plus importantes peuvent correspondre à des séquences majeures intéressant une assez vaste aire de dépôt.

La composition minéralogique de la fraction sableuse varie assez peu dans l'ensemble de la série.

Le grenat est le minéral le plus abondant; il représente parfois à lui seul plus de la moitié des minéraux lourds transparents. Il semble qu'il existe à certains niveaux de véritables lits à grenats dont la position au sein des séquences granulométriques ne peut être précisée en l'absence de carottes. Comme pour le disthène, l'abondance de ce minéral paraît néanmoins liée aux rythmes de sédimentation. Le mode de calcul des proportions rela-

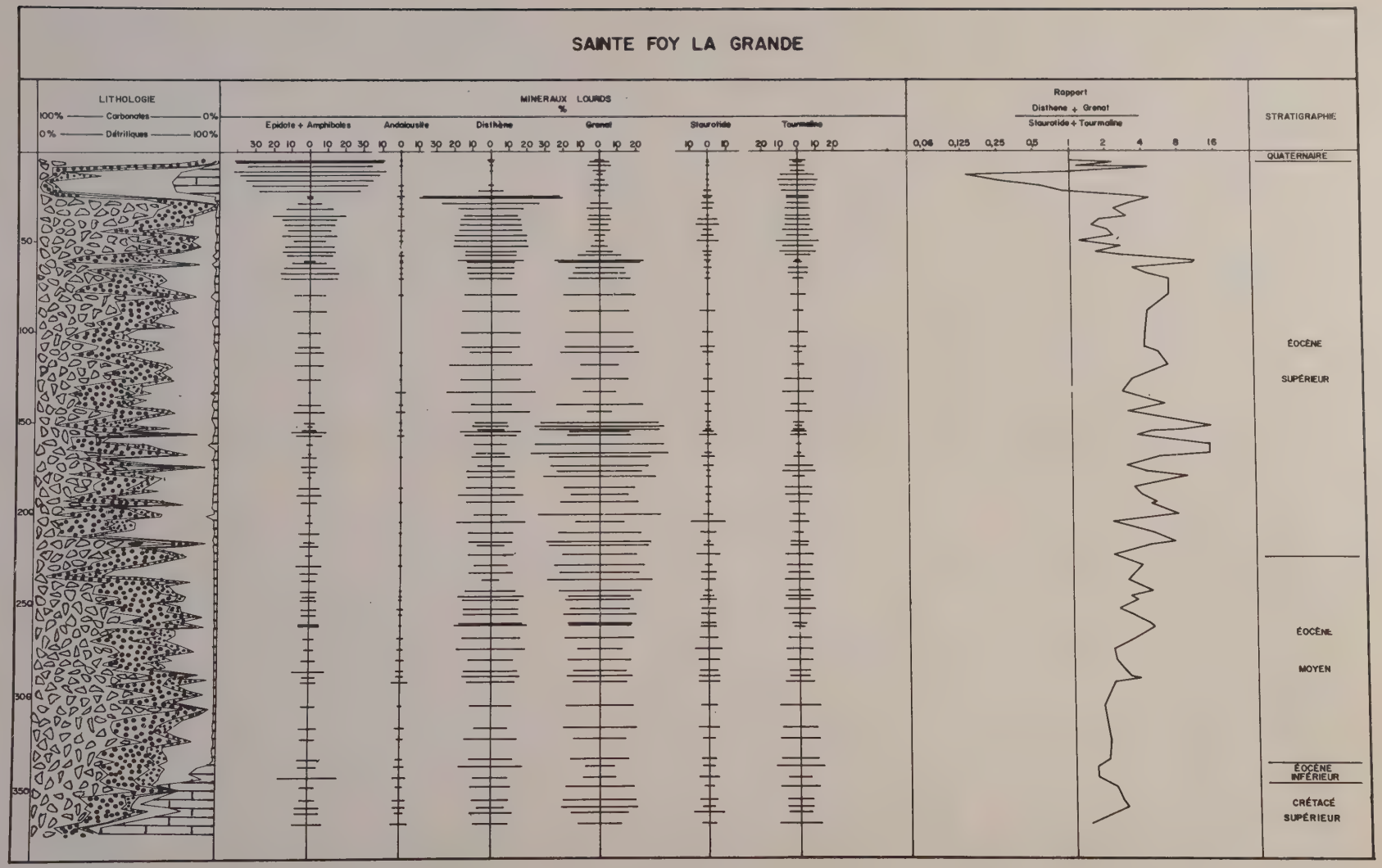


FIGURE 10:

CORTEGES DE MINERAUX LOURDS DANS LE FORAGE DE SAINTE-FOY-LA-GRANDE.

tives de ces minéraux à partir d'un système clos de valeurs fait apparaître un certain antagonisme entre ces deux espèces. De fait, les comptages complets montrent que le disthène prédomine dans les niveaux de sables grossiers et le grenat, dans les niveaux de sables fins. Mais en raison des remaniements subis par les échantillons au cours de leur prélèvement, et du nombre de couches qu'ils intéressent parfois (2 à 4 m de terrain dans certains cas) il est difficile de préciser si cela correspond à la différence de comportement de ces minéraux au cours du transport et de la sédimentation ou à une alternance de dépôts d'origine et de nature différentes. Bien qu'elle soit plus argileuse, la partie supérieure de la série est progressivement plus riche en disthène (en particulier entre 55 et 25 m) lorsque les teneurs en grenat sont très faibles.

La staurotide et la tourmaline sont présentes dans toute la série argilo-sableuse où elles représentent de 15 à 25 % des minéraux essentiels. L'abondance de ces minéraux décroît progressivement de la base au sommet de la série comme en témoigne la courbe des valeurs du rapport D + G / St + T. Voisines de 2 à la base et de 4 au sommet de la partie inférieure, ces valeurs augmentent de 4 à 8 et 12 dans la partie supérieure. Au sommet, cependant (entre 55 et 25 m), la diminution des grenats dans ces dépôts plus grossiers se traduit par l'abaissement au voisinage de 2 des valeurs de ce rapport dont les variations illustrent à la fois les modifications de détail de la composition du cortège de minéraux lourds et son homogénéité d'ensemble.

Parmi les minéraux fragiles, les hornblendes sont les plus abondantes; elles sont généralement accompagnées de zoïzites dans des proportions variées selon les niveaux étudiés mais assez constantes (de 1 à 5 % en moyenne) pour l'ensemble de la série. Cela nous parait être un indice de la permanence des apports terrigènes à partir d'une même province distributive. Vers le sommet, ces minéraux deviennent plus abondants et représentent (de 55 à 25 m en particulier) de 20 à 40 % des minéraux transparents.

La barytine est aussi un minéral accessoire intéressant. Il ne se rencontre que dans la partie supérieure de la série sablo-argileuse et présente toujours un aspect carié particulièrement dans les assises les plus profondes. On observe souvent dans les grains un réseau losangique d'impuretés granuleuses qui soulignent les stades de croissance des cristaux. Ces minéraux sont tout à fait comparables à ceux observés dans les marnes et calcaires de l'Eocène supérieur du forage d'Issigeac. Les angles et les arêtes émoussés ainsi que l'intense corrosion de la surface de ces minéraux sont, nous semble-t-il, les témoins de leur nature détritique ; ils pourraient provenir du remaniement local de sédiments lagunolacustres déposées à l'Eocène moyen dans cette partie du bassin.

Enfin, les niveaux inférieurs (de 337,80 à 280,70 m) se caractérisent par la présence de grains d'ankérite et de sidérose en monocristaux le plus souvent arrondis, dont la nature détritique est probable. La conservation de ces minéraux dans ces formations peut être associée à celle des minéraux argileux montmorillonitiques à certains niveaux.

La composition et les variations du cortège de minéraux lourds dans la série sablo-argileuse, conduisent donc par comparaison avec les coupes de l'Eocène du Bordelais à situer cette série dans l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur. Cependant aucun argument tiré de l'étude des minéraux lourds ne permet d'y reconnaître les séquences lithologiques majeures qui ont été distinguées plus à l'Ouest, dans le domaine de sédimentation marine littorale.

(3) Une formation mollassique (de 25 à 6 m) termine ici la série tertiaire. A l'absence d'éléments détritiques grossiers correspond celle du disthène. C'est là un phénomène généralement observé en Bordelais dans les marnes argileuses de la fin de l'Eocène supérieur (Bassens de 50 à 20 m). La zoizite et la hornblende deviennent très abondantes et constituent avec les pyroxènes l'essentiel de la fraction lourde. En raison de la rareté du grenat, le rapport D + G / St + T prend des valeurs très faibles sauf au toit de cette formation (de 8,20 à 8,40 m) dans un petit niveau d'argiles sableuses riches en ce minéral. La conservation de ces minéraux fragiles semble avoir été assurée par leur enfouissement dans ces terrains où ne circule pratiquement pas d'eau.

Quaternaire :

Au sein des alluvions de la Dordogne (de 0 à 6 m) le cortège de minéraux lourds a sensiblement la même composition. Sa richesse en minéraux fragiles (épidote, amphiboles,

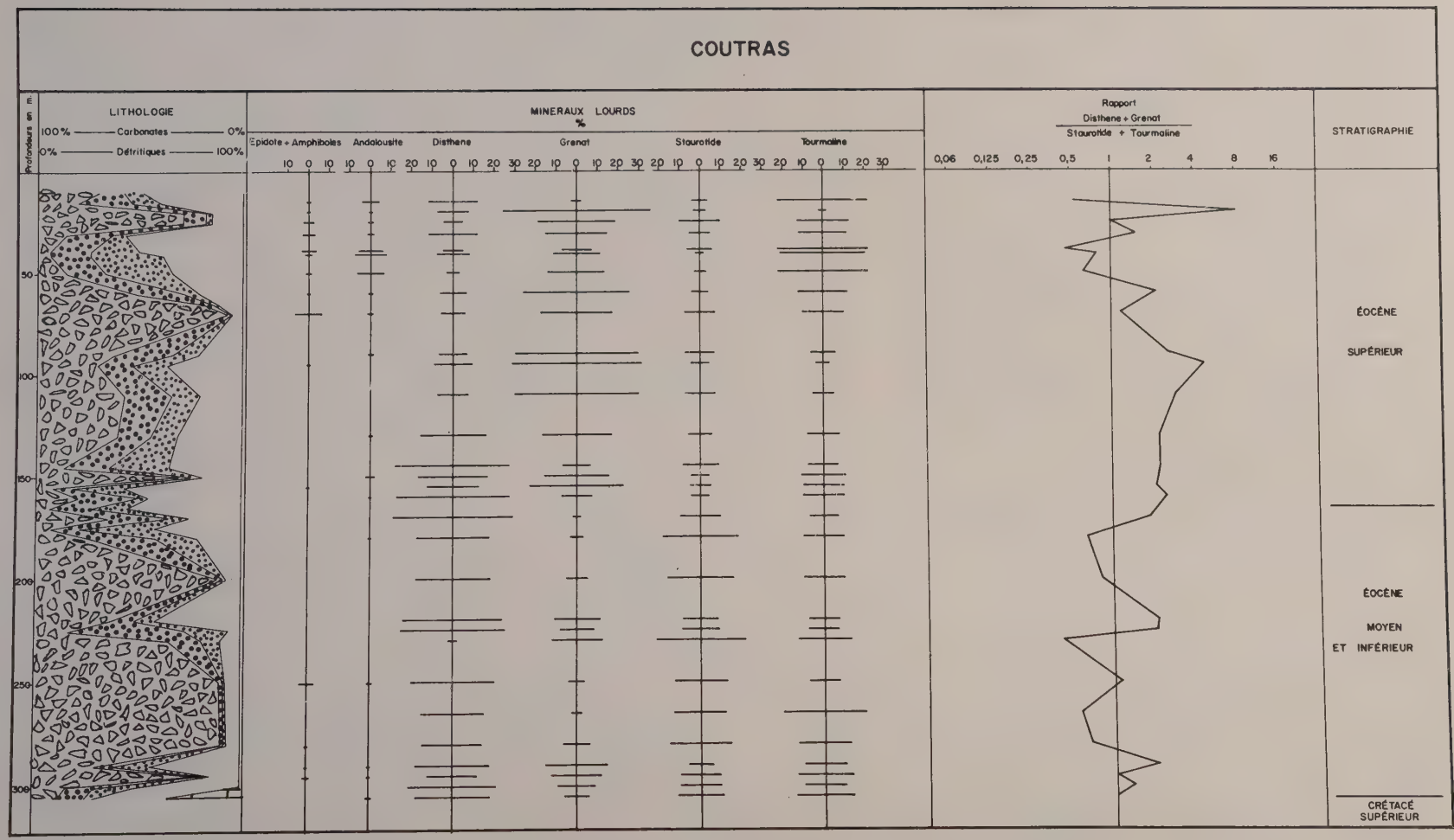


FIGURE 11 : CORTEGES DE MINERAUX LOURDS DANS LE FORAGE DE COUTRAS III.

augite) est tout à fait comparable à celle des alluvions actuelles de la Dordogne en amont du Bec d'Ambès (DUPLAIX, 1956). On peut en conclure que ces apports terrigènes ont la même origine que ceux actuellement charriés par la Dordogne et que par ailleurs, ils n'ont pratiquement pas subi d'altération depuis leur dépôt.

En résumé, la composition du cortège de minéraux lourds, particulièrement riche en grenats et en disthènes, ainsi que les variations d'abondance relative des minéraux essentiels, conduisent à penser que l'ensemble de la série détritique de Sainte-Foy-la-Grande appartient à l'Eocène moyen et supérieur. La courbe des valeurs du rapport D + G / St + T suit une évolution comparable à celle observée dans des coupes voisines (Moulon, Bassens). Cependant l'absence de valeurs inférieures à 1 à la base de la série semble indiquer que les formations terrigènes à cortège résistant qui caractérisent l'Eocène inférieur dans d'autres parties du bassin (Bordelais, Blayais, Charente) ne sont pas représentées ici. Il nous paraît difficile d'admettre en effet que la région de Sainte-Foy-la-Grande ait appartenu à l'Eocène inférieur à une province distributive particulière distincte des régions voisines. Il semble plutôt que nous ayons ici une zone de non dépôt à l'Eocène inférieur, époque pendant laquelle les apports détritiques grossiers sont rares, en particulier au centre du bassin, où ne se sont déposées que des argiles.

7) FORAGES DE COUTRAS :

a) Forage de Coutras III :

Ce forage a atteint les calcaires du Crétacé supérieur à la profondeur de 300 m. Au sein des terrains tertiaires, représentés uniquement par des sables et des argiles, aucun niveau n'est fossilifère. En l'absence de tout argument paléontologique, l'interprétation lithostratigraphique de cette série peut être basée, entre autres documents, sur les analogies et les variations de composition des assemblages de minéraux lourds. (Fig. 11)

Bien que le mode de prélèvement des échantillons dans ce forage exécuté au rotary contribue dans une certaine mesure à estomper les limites et les caractéristiques lithologiques des diverses formations, les modifications essentielles de la composition minéralogique des sables sont cependant perceptibles:

- à la base de la série, (de 300 à 297 m de profondeur) des sables et des argiles blanches et rouges; puis (de 297 à 293 m), des sables grossiers rougeâtres, et enfin (de 293 à 287 m), des argiles noirâtres renferment l'association disthène-grenat-staurotide-tourmaline que l'on retrouve dans certaines formations détritiques de la base de la série tertiaire, à Blaye (de 155 à 140 m), à Moulon (355 à 340 m), ou à Bassens (de 398 à 385 m). Dans ces dernières coupes, cependant, le grenat est moins fréquent qu'à Coutras. Dans la fraction fine de tous ces niveaux, le zircon et le rutile abondent.

- au-dessus, (de 287 à 180 m) la série de sables grossiers où la diagraphie électrique révèle des lits d'argile en intercalations irrégulières, renferme un cortège à disthène, staurotide et tourmaline. La relative rareté du grenat (5 à 20 % au maximum), individualise bien la partie inférieure de cette coupe. Cette association de minéraux et l'absence des concrétions opaques, de pyrite en particulier, permettent de comparer ces dépôts à la première phase d'apports sableux qui marque la reprise de la sédimentation terrigène au début de l'Eocène moyen. C'est ce que nous avons observé à Blaye (de 90 à 40 m), à Moulon (de 300 à 265 m), et dans les «Sables inférieurs» du Bordelais (KLINGEBIEL et LALANNE DE HAUT, 1962) que nous avons décrits à Bassens (entre 260 et 230 m). Dans cette dernière coupe cependant, le grenat est un peu plus abondant. La similitude entre ces formations est soulignée par la valeur du rapport D + G / St + T qui est généralement voisine de l'unité et varie selon les niveaux entre 0,5 et 2.

- puis, (de 180 à 152 m) au cours de la période de ralentissement des apports terrigènes matérialisée par une alternance de sables et d'argiles blanches, jaunes ou rouges, les sédiments deviennent plus riches en grenat et s'appauvrissent en staurotide. Le rapport D + G / St + T prend alors des valeurs très supérieures à l'unité, en général voisines de 2. Le même phénomène s'observe à Moulon (de 265 à 175 m) dans les sables et les grès de la base des terrains d'âge lutétien où ce rapport oscille entre 1,5 et 4; il en est de même dans la coupe de Bassens, au toit des «Sables inférieurs» (de 200 à 170 m), où ce rapport passe de 1 à 4 environ.

Ce changement de composition des dépôts est indépendant du milieu de sédimentation et correspondrait donc à une modification de la nature et de l'origine des apports terrigènes. Il conviendra d'examiner si cette augmentation du rapport D + G / St + T caractérise un horizon stratigraphique ou représente seulement une migration de faciès détritiques liée au mouvement d'extension de la mer dans le Nord de l'Aquitaine au Lutétien.

Cette série alternante de sables et d'argiles pourrait représenter ici l'ensemble des terrains déposés pendant l'Eocène moyen. Au cours de cette période en effet, la sédimentation dans le centre du bassin est essentiellement calcaire et les formations correspondantes sont régulièrement réparties et relativement puissantes. Dans les zones littorales et continentales par contre les éléments détritiques sont plus abondants, mais leur mise en place est sporadique, leur épaisseur variable et parfois relativement réduite. Ces dépôts illustrent donc une période de moindre activité tectonique dans le Nord de l'Aquitaine où l'érosion est progressivement ralentie sur le continent.

- des sables grossiers à graviers (de 152 à 146 m) marquent le début d'une nouvelle période de sédimentation détritique intense. Le disthène y est encore très abondant.

- la suite de la série (de 146 à 55 m), constituée par des sables argileux, de plus en plus grossiers de la base au sommet, illustre une période de sédimentation terrigène abondante. Le matériel détritique semble avoir une origine un peu différente de celle qu'il avait jusqu'ici, car le cortège de minéraux lourds est désormais dominé par le grenat.

- la série d'argiles ou de sables, fins ou moyens qui (de 55 à 25 m) marque un net ralentissement des apports terrigènes, se caractérise par l'apparition de l'andalousite, et de fortes proportions de tourmaline. Ce dernier minéral amène une baisse du rapport D + G / St + T qui maintenant est voisine de l'unité, en particulier dans des faciès argileux pauvres en éléments grossiers et en disthène. C'est là encore un fait très généralement observé dans toute l'Aquitaine du Nord et qui intéresse, dans le Bordelais, les terrains de l'Eocène supérieur (argiles à *Paleotherium*). Les fortes teneurs en grenat observées dans les «Sables du Libournais», à la base de l'Eocène supérieur, comme dans tous les faciès gréseux homologues de la bordure Nord du «Synclinal de Bordeaux», apparaissent donc comme un critère lithostratigraphique. Néanmoins, on ne doit considérer que l'importance relative de ces teneurs en grenat; les valeurs absolues n'ont par elles-mêmes aucune signification stratigraphique; elles conduisent seulement à définir des provinces distributives.

- au sommet de la coupe (de 25 à 10 m), avec le dépôt de formations riches en éléments grossiers, le grenat est à nouveau très abondant, en particulier à 20 m où semble s'être produit un enrichissement secondaire en ce minéral, peut-être par suite d'un tri des minéraux par densité au moment de leur dépôt.

En résumé, dans la coupe de ce forage, les variations de la composition minéralogique des sables sont assez indépendantes du granoclassement et marquent plutôt les changements de la nature des apports terrigènes, au cours de l'Eocène. Par comparaison avec ces coupes géographiquement voisines (Moulon, Bassens), il paraît possible de dater ici la mise en place des principales formations et, en particulier, d'identifier à la base de la coupe, des sables de l'Eocène inférieur ou même anté-éocènes. La moitié inférieure de cette série paraît correspondre aux «Sables inférieurs» du Bordelais d'âge éocène moyen. La partie supérieure serait d'âge éocène supérieur.

b) Forage de Coutras II :

Il s'agit ici d'un ouvrage déjà ancien dont les conditions techniques de réalisation ne nous sont pas exactement connues. Quoique l'échantillonnage soit restreint et irrégulier, l'étude sédimentologique qui a pu être réalisée apporte quelques renseignements intéressants. Certes, la comparaison avec le forage de Coutras III distant de quelques centaines de mètres seulement ne permet d'établir aucune corrélation lithologique précise entre ces deux coupes assez dissemblables dans le détail. Cependant, au sein de ces formations entièrement détritiques les cortèges de minéraux lourds et en particulier les variations du rapport D + G / St + T suivent une évolution comparable. Voisin de l'unité dans les faciès argileux du sommet ce rapport présente dans les sables et les argiles de la base des valeurs plus élevées, régulièrement voisines de 2, tout-à-fait comparables à celles observées dans les formations analogues de la série de Coutras III, qui sont rapportées au sommet de l'Eocène moyen et à la

base de l'Eocène supérieur. Ainsi pourrait-on assimiler les faciès argileux du sommet, aux terrains de l'Eocène supérieur, alors que la base de la série serait d'âge éocène moyen. Cette interprétation stratigraphique est en désaccord avec celle qui avait été primitivement avancée (PONS, 1963) et qui tenait essentiellement compte de la composition minéralogique de la fraction argileuse. Les fortes teneurs en kaolinite observées à la base de la coupe de Coutras II, dans des sables et argiles dont le cortège de minéraux lourds est celui des terrains d'âge Eocène supérieur dans tout le Nord de l'Aquitaine, pourraient traduire des conditions particulières de la distribution des éléments terrigènes dans cette région. La kaolinite proviendrait alors de remaniements locaux affectant les gisements charentais élaborés à l'Eocène inférieur, et repris à la suite du rejeu d'un accident tectonique profond, d'orientation N.E. S.W. passant près de Montguyon (Charente) et Fronsac (Gironde).

La position des limites lithostratigraphiques ne peut-être précisée, aussi est-il difficile d'évaluer l'ampleur approximative d'éventuels décalages entre ces deux coupes de forages. Les variations du cortège de minéraux lourds semblent montrer que la série de Coutras II serait légèrement plus basse et plus puissante que celle de Coutras III.

En résumé, on observe à Coutras une évolution générale de la nature des éléments terrigènes sableux tout-à-fait comparable à celle observée dans les séries marines du Bordelais qui représentent l'ensemble de la période paléogène. Les étapes de mise en place de ces formations détritiques peuvent donc être approximativement datées. Au sein de chacune des grandes unités lithostratigraphiques qui ont pu être définies, les hétérogénéités de détail de la fraction sableuse illustrent les irrégularités de la sédimentation détritique dans un milieu fluvio-deltaïque. Ces caractéristiques se retrouvent dans toutes les séries détritiques de la bordure Nord du bassin d'Aquitaine, Guîtres, Les Eglisottes, Vauclaire, Sainte-Foy-la-Grande.

8) BLAYAIS :

Parmi les diverses coupes profondes observées dans le Blayais, c'est celle du forage de Blaye I qui offre la série éocène la plus complète et la mieux datée. Elle nous permettra de situer stratigraphiquement certaines des formations sableuses observées dans les coupes voisines où les niveaux susceptibles de fournir des éléments classiques de datation font défaut.

a) *Forage de Blaye I :*

Deux groupes de formations sableuses ont été reconnus dans cette coupe où alternent des faciès marins et continentaux :

1) Sables de la base de la série tertiaire :

Rencontrés entre 179 et 140 m de profondeur, ces dépôts sableux grossiers, souvent ferrugineux, parfois argileux et généralement de couleur rouge reposent directement sur les calcaires du Crétacé supérieur. En l'absence de tout document paléontologique, leur âge ne peut être défini que par leur position entre le Crétacé d'une part et les grès et les calcaires gréseux à *Nummulites exilis* et *Alveolina* d'âge yprésien (VEILLON, 1962) d'autre part.

On y distingue deux couches sableuses séparées par un niveau plus fin et plus argileux, très rubéfié :

- la couche inférieure (de 179 à 155 m) est surtout riche en tourmaline et staurotide (Tableau 2). Dans la fraction fine abondent aussi le zircon, les minéraux titanés et le sphène. On a donc essentiellement des minéraux lourds «résistants» dans une arène morphologiquement très évoluée, dépourvue d'éléments feldspathiques et présentant des quartz corrodés. Les minéraux opaques sont essentiellement constitués par des oxydes de fer : hématite et goethite.

Dans la coupe supérieure (de 155 à 140 m), le grenat et le disthène parmi les minéraux opaques, apparaissent avec une relative abondance. L'andalousite existe dans tous les niveaux; elle est essentiellement plus fréquente à la base de cette formation, où elle représente 5 à 10 °/₀ du cortège des minéraux lourds.

Ces deux phases de dépôts terrigènes, un peu différentes par leur composition minéralogique, illustrent une reprise de l'érosion sur le continent. Il n'est pas possible de préciser si l'appauvrissement de ces sables est antérieur ou postérieur à leur mise en place.

PROFONDEURS	FORMATIONS	ANDALOUSITE	DISTHENE	GRENAT	STAUROTIDE	TOURMALINE	ZIRCON	SILLIMANITE	SPHENE	RUTILE	EPIDOTE AMPHIBOLE PYROXENES	RAPPORT D+G / St+T
	Calcaire supérieur (Lédien)	1,3	6,7	33,7	6,7	27,4	13	-	-	-	6,7	1,17
	Calcaires de la Citadelle	19	8	20	6	30	7	-	-	4	12	
6 m												
	Calcaires et grès de l'Eocène moyen	5	6	28	6	19	7	1	1	6	12	1,16
		5	6	48	12	10	5	1	3	2	10	2,38
		5	10	13	14	19	17 *	1	3	3	13	0,71
40 m												
	Sables de l'Eocène moyen	2	5	7	16	19	31 *	1	9	3	7	0,37
		9	12	6	26	29	4 *	3	8	5	- *	0,38
		6	9	4	20	32	18 *	2	3	3	4	0,24
		2	7	2	16	46	16 *	2	6	2	1	0,14
90 m												
	Dolomies et grès de l'Eocène inférieur	PAS DE MINERAUX TRANSPARENTS										
140 m												
	Sables de base de la série tertiaire	1	13	8	23	30	10	3	3	8	2	0,37
		5	10	6	19	20	20	2	5	7	4	0,39
		10	6	0	8	27	24 *	0	3	5	14	0,21
179 m												
	Crétacé supérieur											

TABLEAU 2 : FORAGE DE BLAYE I, MINERAUX LOURDS. * Monazite

2) Formations marines de l'Eocène inférieur :

De 140 à 90 m, les marnes à *Nummulites globulus*, les calcaires marneux dolomitiques à *Nummulites cf planulatus* et *N. cf pernotus*, puis les dolomies à *N. jacquoti* sont pratiquement dépourvus de minéraux détritiques transparents. Les éléments de taille supérieure à 0,050 mm sont uniquement constitués par des agrégats de pyrite microcristalline. On peut en conclure qu'il n'y a pas eu d'apports détritiques dans cette partie du bassin pendant l'Eocène inférieur.

3) Sables de base de l'Eocène moyen :

Cette formation débute par de puissants dépôts de sables grossiers (de 90 à 40 m). Elle offre à la base un cortège de minéraux lourds transparents particulièrement riche en tourmaline et staurotide. Les proportions de disthène et de grenat augmentent progressivement vers le sommet des sables. Ces minéraux deviennent abondants dans les grès et calcaires gréseux à *Nummulites loevigatus* de l'Eocène moyen. Cette modification de l'assemblage des minéraux se traduit assez bien par l'augmen-

tation progressive du rapport D + G / St + T, qui passe de 0,15 à la base des sables à 0,75 et même 2,4 dans les grès et les calcaires gréseux de l'Eocène moyen.

Ainsi, avec l'accroissement des proportions de carbonates dans ces dépôts, on voit apparaître un cortège moins résistant. L'indice de vieillesse décroît en raison surtout de l'augmentation des proportions de grenat. Ce fait observé dans d'autres parties du bassin, en particulier dans le Bordelais, nous paraît correspondre davantage à un changement de la nature des matériaux terrigènes hérités, qu'à une meilleure conservation des minéraux dans les dépôts gréseux ou calcaires, élaborés en milieu marin. Néanmoins, l'abondance de la monazite dans ces niveaux marins marque l'absence de dissolution intra-stratale.

Les calcaires déposés pendant la transgression sont ici relativement peu épais; si dans cette coupe ils ont été érodés par la Gironde, on peut cependant estimer leur puissance en recherchant leur limite supérieure au sein des affleurements situés au voisinage immédiat de ce forage, au pied de la Citadelle de Blaye; les derniers niveaux appartenant à l'Eocène moyen sont en effet visibles en bordure de la Gironde à 200 m plus au Nord. La fraction détritique fine (0,050 à 0,160 m) de ces calcaires contient sensiblement le même cortège de minéraux lourds que les niveaux sous-jacents. (Tableau 2).

La coupe de forage de Blaye se termine (de 0 à 6 m) par les alluvions récentes de la Gironde. Dans ces sables et argile d'estuaire abondent les amphiboles, les pyroxènes, fréquents dans toutes les alluvions récentes de la Dordogne (DUPLAIX, 1956) et de la Garonne.

Aux environs immédiats de Blaye, les couches de l'Eocène supérieur sont bien connues à l'affleurement. On doit noter d'abord l'absence de dépôts sableux à la base du «Calcaire de Blaye». Le cortège de minéraux lourds (DE GRAND MAISON, 1964) n'a guère varié de l'Eocène moyen à l'Eocène supérieur (Tableau 3).

Comme dans le Bordelais (Bassens), on observe de faibles teneurs en disthène et staurotide, de fortes teneurs en grenat.

	AND.	DISTH.	GRENAT	STAUR.	TOURM.	ZIRCON	RUT.	EPID.
COUPE DE LA CITADELLE (fraction C)	1,3	6,7	33,7	6,7	27,4	13		6,7
CARRIERE DE L'OCTROI (fraction b)	5	8,4	50	1	27,5	-	1	3
(fraction C)	3,5	6,9	34	5	16	19 *	3	11,5

TABLEAU 3 : CORTEGE DE MINERAUX LOURDS DU CALCAIRE SUPERIEUR DE BLAYE :

* Niveau riche en monazite

Aux abords de l'anticlinal de Blaye, les forages d'Etauliers, St Savin-de-Blaye et Plassac permettent d'observer les terrains de l'Eocène moyen dont nous examinerons les variations d'épaisseur et de faciès.

b) ***Forage d'Etauliers :***

Cet ouvrage implanté à 18 km au N.E de Blaye montre une épaisse série (130 m) de sables azoïques, encadrée au sommet (de 3 à 10 m) par des sables argileux et marneux de l'Eocène moyen et, à la base (de 125 à 150 m) par des marnes dolomitiques qui ont livré une faune d'Ostracodes d'âge éocène inférieur. (DUCASSE , 1962).

L'analyse des associations de minéraux lourds (Fig. 12) permet de distinguer deux formations différentes correspondant sensiblement aux deux séquences lithologiques majeures qui avaient été individualisées par ailleurs (PONS, 1963).

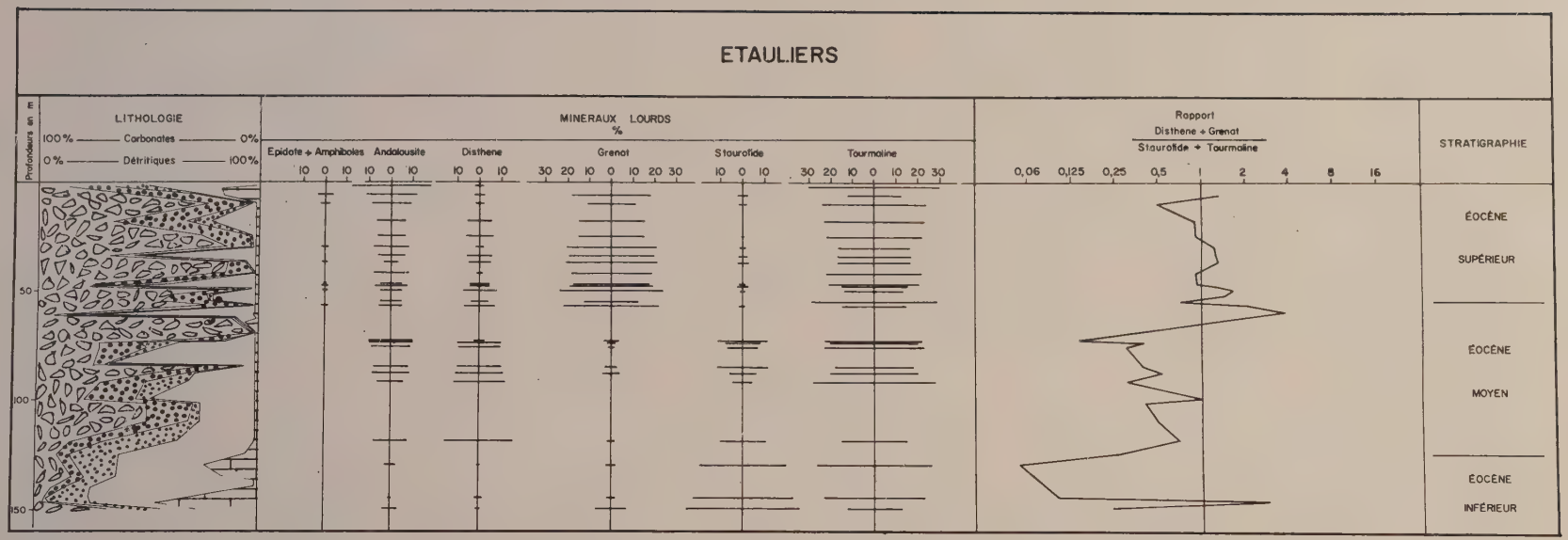


FIGURE 12 : CORTEGES DE MINERAUX LOURDS DANS LE FORAGE D'ETAULIERS.

L'ensemble de ces formations sableuses correspond donc approximativement du point de vue stratigraphique aux sables de la base de l'Eocène moyen de la coupe du forage de Blaye I, et de fait on y observe les mêmes variations du cortège de minéraux lourds :

- à la fin de l'Eocène inférieur, la fraction sableuse des marnes plus ou moins dolomitiques qui traduisent un mouvement de régression, n'offre qu'un assemblage de minéraux très résistants, à staurotide et tourmaline dominants; on y note en effet la rareté du grenat, du disthène et de l'andalousite, ainsi que l'absence complète de minéraux plus fragiles : épidote, pyroxènes et amphiboles.

- dans la série sableuse, nous observons comme à Blaye, une première phase de dépôts détritiques relativement grossiers (de 126 à 65 m) caractérisés par un cortège encore résistant, quoique contenant de notables proportions de disthène et d'andalousite. Puis avec la reprise de la sédimentation terrigène, de 65 à 10 m, on voit apparaître de fortes proportions de grenat et disparaître la staurotide.

Les analogies avec la coupe de Blaye sont profondes et assez bien illustrées par les variations du rapport D + G / St + T qui sont du même ordre dans les deux coupes (Fig. n° 13).

Si l'on considère que la brusque augmentation des proportions de disthène et de grenat dans les sables de la base de l'Eocène moyen correspond à un changement notable de la composition des matériaux terrigènes, on peut admettre que cette modification est enregistrée à peu près à la même époque dans les deux séries. Nous sommes alors amenés à penser que seule la première phase de dépôts détritiques caractérisée à Etauliers entre 125 et 65 m (60 m d'épaisseur) par son cortège de minéraux lourds à tourmaline et staurotide correspond aux sables azoïques rencontrés dans la coupe

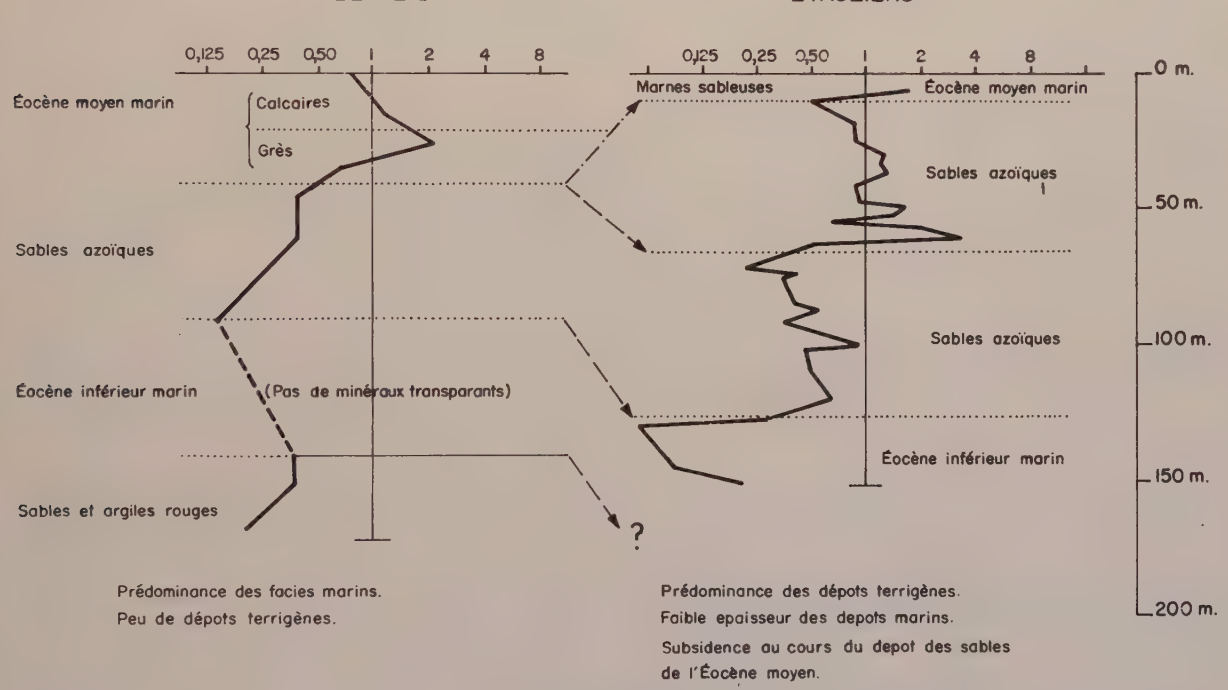


FIGURE 13 :

VARIATIONS DU RAPPORT DISTHENE + GRENAT/STAUROTIDE + TOURMALINE ET LITHOSTRATIGRAPHIE COMPAREE DES FORAGES DE BLAYE ET ETAULIERS.

de Blaye (entre 40 et 90 m). Cette formation étalée sur un substratum pénéplané par comblement à la suite de la période de sédimentation marine de l'Eocène inférieur, apparaît un peu plus puissante à Etauliers, près de la zone où se développent les formations du Sidérolithique de la Charente (RECHINIAC, 1962).

On peut considérer que dans ces deux coupes le toit des dolomies de l'Eocène inférieur et la zone de contact des deux formations détritiques entre lesquelles se produit un changement de nature du cortège de minéraux lourds (brusque augmentation du rapport D + G / St + T) constituent des repères lithostratigraphiques. Leur décalage en altitude pourrait correspondre à l'enfoncement relatif (qui serait de 25 à 30 m environ) de la région d'Etauliers par rapport à celle de Blaye.

Par contre, il est difficile de préciser si la plus grande épaisseur des couches de sables azoïques à Etauliers est l'indice d'une sédimentation détritique plus intense ou de l'arrivée plus tardive de la mer, dans cette région, au début de l'Eocène moyen.

A Blaye en effet, l'arrivée de la mer se produit en même temps que l'arrivée des nouveaux apports détritiques, qui sont d'abord sédimentés dans les grès, puis dans les calcaires franchement marins. Dans la région d'Etauliers au contraire, la transgression ne se manifeste que sous des faciès plus détritiques et plus littoraux.

c) ***Forage de Saint-Savin-de-Blaye :***

La coupe de ce forage ne comporte que des faciès sableux détritiques, que l'absence de documents paléontologiques ne permet pas de dater. L'étude des associations de minéraux lourds apporte des précisions intéressantes (Tableau 4).

Trois groupes de formations peuvent être distingués :

- les sables grossiers argileux de la base ont un cortège comparable à celui de la partie supérieure des sables d'Etauliers et à celui des grès de la base de l'Eocène moyen à Blaye. (Tableau 5). Il est probable qu'ils représentent ici la même période de dépôt.

- les argiles et les marnes sableuses qui les surmontent livrent un cortège assez différent qui évoque, notamment par sa richesse plus grande en tourmaline, celui de l'Eocène supérieur reconnu plus au Sud, à St-André-de-Cubzac en particulier (PONS,1963).

- les argiles faiblement sableuses qui terminent la série n'ont pas fourni de minéraux lourds en fraction moyenne (b). Mais leur fraction fine offre sensiblement la même association de minéraux que celle des couches sous-jacentes.

PROFONDEUR	FORMATIONS	ESPECES MINERALES EN °/₀							RAPPOR
		AND.	DISTH.	GRENAT	STAUR.	TOURM.	SILLIM.	SPHENE	D+G / St+
8,50		PAS DE MINERAUX TRANSPARENTS							
	ARGILE FAIBLEMENT SABLEUSE								
38,40		PYRITE							
									0,8
	ARGILES ET MARNES SABLEUSES	12	10	7	9	60	4	3	0,7
57,30									0,1
									0,2
									0,5
	SABLES GROSSIERS ARGILEUX	12	6	49	3	26	3	1	1,2
									3,0
82,60									2,1

TABLEAU 4 : FORAGE DE ST-SAVIN DE BLAYE :
CORTEGES DE MINERAUX LOURDS DES PRINCIPALES FORMATIONS

MINERAUX	ST-SAVIN DE BLAYE	ETAULIERS	BLAYE: Grès de l'Eocène moyen
ANDALOUSITE	12 °/₀	10 °/₀	4 °/₀
DISTHENE	6	9	16
GRENAT	49	35	27
STAUROTIDE	3	3	7
TOURMALINE	26	34	40
SILLIMANITE	3	1	1
SPHENE	1	1	1

TABLEAU 5 : COMPOSITION MOYENNE DU CORTEGE DE MINERAUX LOURDS DES SABLES DE L'EOCENE MOYEN (Fraction «b») DANS LE BLAYAIS

d) ***Forage de Plassac :***

Implanté sur les alluvions récentes en bordure de la Gironde, ce forage a traversé des terrains d'âge éocène moyen (O. DUCASSE communication orale). Ce sont :

- de 0 à 11 m, les alluvions récentes de la Gironde (Flandrien).

- de 11 à 25 m, des sables marneux sous-jacents au calcaire lacustre de Plassac, d'âge Lédien, visible à l'affleurement au pied des côteaux voisins.

- de 25 à 68 m, des calcaires gréseux gris, bien datés de l'Eocène moyen par une faune d'Ostracodes abondante.

- de 68 à 90 m, des sables grossiers argileux correspondant à la partie supérieure des «sables inférieurs» du Bordelais, et de la coupe de Blaye.

Le cortège des minéraux essentiels dans cette coupe est relativement homogène; il peut être exprimé par des teneurs moyennes qui ne marquent que des écarts assez faibles avec les teneurs particulières à chaque niveau.

Andalousite	15 °/₀
Disthène	10 °/₀
Grenat	25 °/₀
Staurotide	10 °/₀
Tourmaline	30 °/₀
Amphibole & epidote	20 °/₀

Le rapport D + G / St + T varie entre 1 et 0,1.

On observe donc à Plassac le même assemblage de minéraux lourds qu'à Blaye et Etauliers dans les terrains du même âge.

Ainsi, dans le Blayais, au passage des faciès marins aux faciès continentaux, l'étude des minéraux lourds contribue à l'établissement d'une lithostratigraphie de l'Eocène. Partout, les cortèges subissent une même évolution générale dans le temps. Malheureusement certaines coupes n'intéressent qu'une petite partie de la série tertiaire et leur interprétation est délicate en raison des variations latérales de faciès et des disparitions de couches.

D'une manière générale, à partir de l'Eocène moyen les couches ont une épaisseur réduite à Blaye; leur puissance augmente vers le Nord-Est et vers le Sud. Au sein d'un même

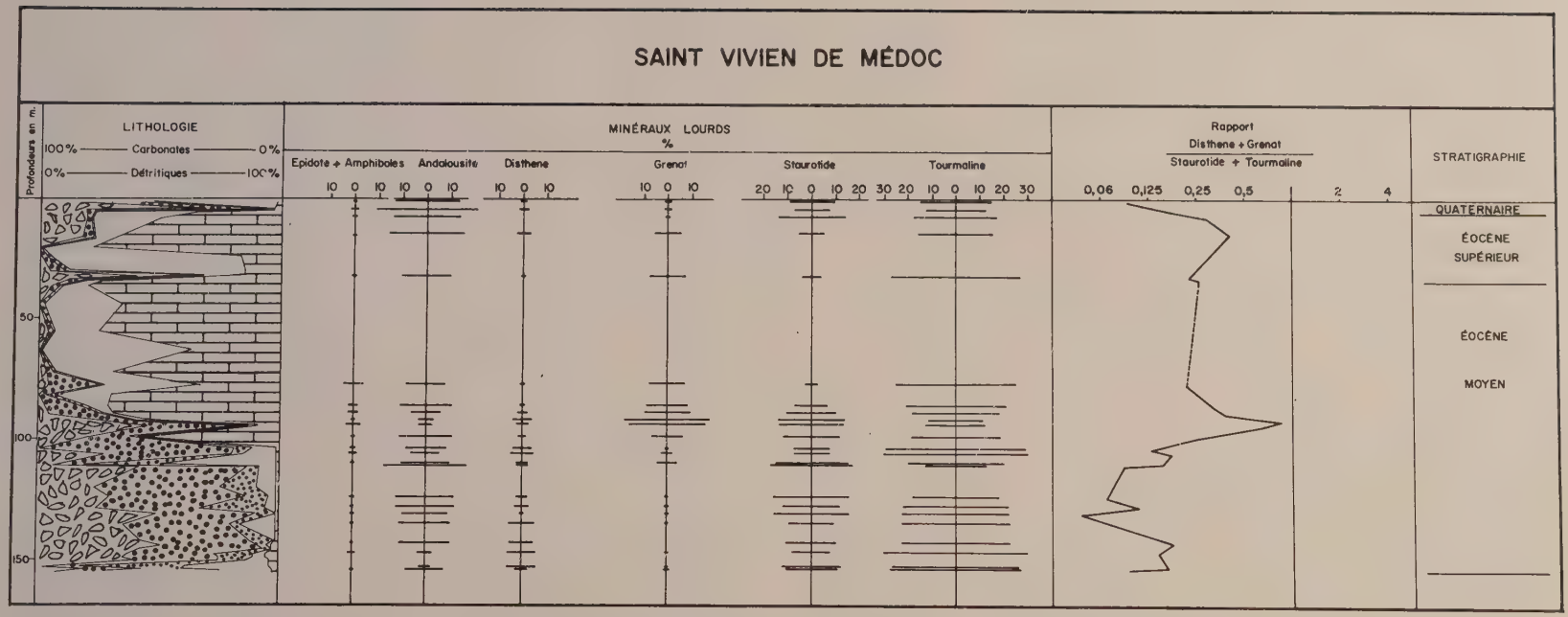


FIGURE 14. CORTEGES DE MINERAUX LOURDS DANS LE FORAGE DE SAINT-VIVIEN-DE-MEDOC.

niveau la distribution des minéraux n'est plus la même de part et d'autre du dôme : à la partie supérieure des «Sables inférieurs» par exemple, les teneurs en grenat sont plus fortes au Nord (Etauliers) et à l'Est (St-Savin), alors que les teneurs en tourmaline augmentent au centre (Blaye) et vers le Sud (Plassac).

9) *MEDOC :*

a) *Forage de St-Vivien-du-Médoc :*

Implanté à l'extrémité Nord du Médoc, ce forage intéresse la bordure septentrionale du bassin. Les assises du crétacé supérieur n'ont pas été atteintes, mais leur position peut être évaluée à partir des données structurales propres à cette région (CARALP et VIGNEAUX, 1960) et de l'examen d'autres coupes de forages, en particulier celle de Jau 1 (C.E.P.) située à 4 km au Sud-Est. Cette dernière montre une série tertiaire épaisse de 230 m environ, et assez comparable, pour sa partie supérieure tout au moins à celle de St-Vivien. Sur la base de ces indications, il paraît probable que le toit des formations mésozoïques se situerait ici, 60 à 70 m au-delà de la profondeur atteinte par ce forage.

Les formations reconnues à St-Vivien sont les suivantes (Fig. 14) :

- de 0 à 5 m, des graviers et des sables d'âge quaternaire.

- de 5 à 34 m, des calcaires marneux et des marnes renfermant une faune d'Ostracodes d'âge éocène supérieur (O. DUCASSE, Communication orale) ; un niveau de sable argileux noirâtre marque la base de cette formation.

- de 34 à 98 m, des calcaires et des marnes dolomitiques devenant sableuses et beige clair vers la base. L'association faunique d'Ostracodes est ici typique de l'Eocène moyen. Cette formation est limitée à la base (de 90 à 95 m) par une couche de sables gris relativement grossiers.

- de 98 à 155 m, un banc de dolomie gréseuse, surmontant des sables argileux de couleur grise, plus gréseux et glauconieux à la base. L'âge de ces dépôts détritiques reste à préciser en l'absence de critères micropaléontologiques. Dans son ensemble, le cortège de minéraux lourds des formations éocènes y est caractérisé par la dominance de 3 espèces : andalousite, staurotide et tourmaline. Le disthène présent dans les sables de la partie inférieure de cette coupe est très rare dans les alluvions quaternaires. Le grenat est exceptionnellement abondant dans les niveaux sableux qui marquent la base de la série marine de l'Eocène moyen. Le rapport D + G / St + T reste donc très faible, en raison d'une part de l'abondance de la staurotide et d'autre part de la rareté du disthène; c'est là un des phénomènes particuliers à toute cette partie Nord du Médoc (PONS, 1963).

Malgré l'abondance des éléments détritiques grossiers la première phase de dépôts sableux est relativement pauvre en minéraux lourds. Le cortège moyen des 4 minéraux essentiels est le suivant :

Tourmaline	38 °/₀
Staurotide	20 °/₀
Andalousite	18 °/₀
Disthène	6 °/₀

A la base de ces sables on trouve en abondance de la pyrite fixée sur des grains de glauconie ou sur des moulages internes de Foraminifères.

La brutale apparition de grenat dans les bancs de sables et de grès situés à la base des calcaires de l'Eocène moyen individualise nettement une deuxième phase d'apports détritiques séparée de la première par un banc de dolomie. Nous verrons que vraisemblablement seules les couches sableuses appartenant à cette deuxième phase d'apports ont été atteintes plus au Sud par le forage de Lesparre II où les teneurs en grenats restent élevées (30 à 35 °/₀).

b) *Forage de Lesparre II :*

Dans les sables de la base de cette coupe (Tableau 6) le rapport D + G / St + T reste compris entre 0,64 et 0,97.

Les calcaires de l'Eocène moyen ne contiennent que peu de minéraux transparents. La fraction lourde y est cependant relativement importante; cela tient à la présence de pyrite et de limonite dans ces couches.

NIVEAU	ANDALOUSITE	DISTHENE	GRENAT	STAUROTIDE	TOURMALINE	Disth + G / St + T
158 m	12	6	12	20	30	0,37
172 m	10	4	33	22	24	0,80
178 m	11	6	36	20	24	0,97
183 m	9	4	30	14	40	0,64
188 m	9	7	35	23	21	0,97

TABLEAU 6 : FORAGE DE LESPARRE II

MINERAUX LOURDS DES «SABLES INFERIEURS» :

Les sables et les marnes de la base de l'Eocène supérieur (de 34 à 21 m) se caractérisent par la dominance de l'andalousite et de la tourmaline. Le cortège des minéraux essentiel est le suivant :

Andalousite	34 °/o
Tourmaline	26 °/o
Staurotide	19 °/o
Grenats	5 °/o

Les faibles proportions de disthène, (3 °/o) et de grenat (5 °/o) déterminent les faibles valeurs du rapport D + G / St + T qui reste compris entre 0,20 et 0,40.

Les niveaux calcaires de l'Eocène supérieur (de 30 à 21 m) sont aussi caractérisés par leur richesse en pyrite bien cristallisée en grains cubiques souvent tronqués et mâclés entre eux. La pyrite est souvent altérée en limonite dans les couches supérieures (de 21 à 5 m).

Les terrains quaternaires ont sensiblement le même cortège que les formations de l'Eocène supérieur sous-jacentes.

La fraction fine des sables de ces diverses unités a une composition voisine de celle de la fraction moyenne; le zircon en général peu usé et de forme bipyramidée nette y occupe une place importante, ce qui confirme la nature «résistante» des matériaux terrigènes sédimentés dans cette région. Nous avons vu que l'attribution des sables grossiers de la base de la coupe à la fin de l'Eocène inférieur (PONS, 1963) repose uniquement, en l'absence de toute argumentation paléontologique, sur des analogies de composition minéralogique avec d'autres sondages comme Etauliers par exemple. Ces analogies concernent plus particulièrement les teneurs en grenat et l'abondance de la tourmaline de la staurotide et de l'andalousite dans les sables. Mais si l'antériorité de ces dépôts détritiques, par rapport à la transgression lutétienne est évidente, il n'est pas interdit de penser non plus qu'ils sont postérieurs aux transgressions marines de l'Yprésien dont les témoins sont connus à Jau.

Les moulages de loges de Foraminifères épigénisées par la pyrite que l'on retrouve à la base de ces sables, peuvent être considérés comme des indices du remaniement de formations marines sous-jacentes à ces sables. Ces moulages pyritisés sont retrouvés en abondance dans les marnes de l'Yprésien de tout le bassin nord-aquitain, et la reprise dans les épandages détritiques de la base de l'Eocène moyen est très fréquente.

Par ailleurs, même dans les zones les plus basses du synclinal Nord-Aquitain, la première séquence sableuse est caractérisée par sa pauvreté en minéraux fragiles et moyennement résistants. Nous pensons donc que si ces sables inférieurs de St-Vivien peuvent représenter la fin de l'Eocène inférieur, ils peuvent aussi représenter au moins en partie la première phase d'épandage détritique considérée comme d'âge Eocène moyen en Bordelais.

(B)

LES MINERAUX LOURDS DES FORMATIONS TERRIGENES ACCESSIBLES A L'AFFLEUREMENT

1) INTRODUCTION :

Dans le Nord de l'Aquitaine, des épandages détritiques tertiaires sont visibles à l'affleurement. Les plus anciens recouvrent largement les assises calcaires du Crétacé ou du Jurassique. Ce sont généralement des sables et des argiles, dont la fréquente coloration en rouge a longtemps justifié leur désignation sous le terme de «Sidérolithique».

Vers le centre du bassin, des dépôts apparemment plus récents, sables et argiles grisâtres, rarement rouges , offrent tous les termes de transition avec les mollasses, qui s'interstratifient dans les formations thalassogènes de l'Eocène, de l'Oligocène et du Miocène. La datation de ces épandages détritiques, est donc généralement tributaire de leurs conditions de gisement. Sur la bordure Nord-Est, les dépôts détritiques ne sont plus séparés par les formations marines, mais sont directement superposés les uns aux autres. Souvent aussi les plus récents remanient les plus anciens, ou comblent des vallées creusées dans ces derniers de telle sorte que leur distinction devient malaisée, si ce n'est impossible en raison de cette perte d'individualité.

Dans la mesure où des associations de minéraux lourds particuliers caractérisent certains de ces épandages, il devient possible de les retrouver dans les séries détritiques, que cette caractérisation ait trait à des provinces distributives ou à des périodes d'héritage différentes. Toute étude minéralogique sur le terrain devra donc s'attacher à préciser à la fois la notion de province distributive et les rapports réciproques des épandages successifs, susceptibles d'être superposés ou juxtaposés.

La disposition des nappes d'épandage en auréoles concentriques est un schéma qui a longtemps été accepté. En réalité, la distribution des aterrissements continentaux a varié en fonction des déformations subies par le bassin et son cadre. L'ampleur des altérations et des remaniements diffère selon les conditions de fossilisation de ces terrains. Ce fait a été démontré en particulier pour le Sidérolithique du Lot-et-Garonne (SCHOELLER 1941).

2) FORMATIONS SABLEUSES DE LA BORDURE NORD-AQUITAINE :

1) Sidérolithique et sables du Périgord :

D'une manière générale, ces dépôts continentaux sont considérés comme des terrains «sidérolithiques». Comme le souligne VATAN (1950), ce terme englobe des dépôts fort dissemblables :

a) des formations résiduelles rouges, plus ou moins latéritiques, et des minéraux de fer.

b) des formations de transport.

Cette distinction théorique ne peut pas toujours être effectuée. De nombreuses formations de transport proviennent en effet du remaniement de matériaux résiduels, alors que dans d'autres cas les accumulations fluviales de pied mont ont été elles-mêmes remaniées et altérées après leur dépôt (SCHOELLER 1947). VATAN (1950) semble n'avoir étudié que des terrains de transport, qu'il assimile aux «sables du Périgord». Les minéraux de ces sables, où abondent les espèces de métamorphisme général, en particulier les staurotides et les disthènes bleutés (cyanites), apparaissent tout-à-fait typiques de la région «Massif Central».

KULBICKI (1957) effectue l'analyse de la fraction argileuse de ces formations, et

		A	D	G	St	T	D + G / St + T
BAIGNES	3670	10	19	1	1	65	0,31
ORIOLES	3605	7	20	0	3	54	0,40
MONTGUYON	3675	9	24	1	4	39	0,61
LE FOUILLOUX	3624	6	19	1	6	48	0,36
	3623	8	17	0	5	47	0,32
GAMMAREIX	3725	3	0	0	14	69	0
MAURENS	3730						
POMBONNE	3741	1	3	0	14	66	0,03
CREYSSE	12987	4	3	0	28	62	0,025
	12988	1	5	0	31	60	0,05
LA VALADERIE	12980	4	7	0	40	50	0,08
LES EYSIES	3631	3	2	0	20	70	0,03
CAPDROT	3759	0	2	0	13	83	0,02

TABLEAU 7.

MINERAUX LOURDS ESSENTIELS DU «SIDEROLITHIQUE» ENTRE CHARENTE ET DROPT. FRACTION «b»

Dans le Bergeracois les valeurs du rapport D + G / St + T sont plus faibles car les teneurs en staurotides sont plus fortes, dans cette «province» à staurotide.

A = andalousite
D = disthène
G = grenat
St = staurotide
T = tourmaline

estime que la nature du constituant argileux principal, dépend étroitement de la composition des apports détritiques et que, pour le «Sidérolithique», les matériaux primaires en majorité kaoliniques, ont été soumis une fois déposés, aux mêmes conditions climatiques et hydrographiques que les roches mères, «dont ils ont conservé la composition sinon le faciès».

Dans le Sud du Périgord, BERGOUNIOUX (1947) observe que dans certains cas, les argiles sidérolithiques ont une origine «directement sédimentaire» et proviennent des alluvions sans aucune transformation postérieure par les eaux d'infiltration.

2) Etudes récentes :

Par l'étude des minéraux lourds, RECHINIAC (1962) distingue aux confins de la couverture tertiaire et de l'auréole de terrains crétacés, entre la Charente et le Dropt, deux grandes provinces minéralogiques qui différencient et individualisent d'une part, les «sables du Périgord, riches en disthènes et d'autre part les formations «sidérolithiques» proprement dites, riches en tourmalines et staurotides, mais généralement très pauvres en disthènes. Les formations sidérolithiques se disposent sur la bordure mésozoïque du bassin, de la Charente au Dropt, alors que les «sables du Périgord»

		A	D	G	St	T + b	Z	Ti02	IV
BAIGNES	3670	14	5	-	2	55	9	7	2,4
ORIOLES	3605	2	8	-	5	30	28	24	4,1
MONTGUYON	3675	10	8	-	3	29	31	15	3
LE FOUILLOUX	3624	1	10	-	3	19	53	10	4,05
	3623	5	9	-	4	27	38	16	4,02
GAMMAREIX	3725	3	3	-	8	43	24	15	4,05
MAURENS	3730								
POMBONNE	3741	1	1	-	25 (1)	27	38	19	4,1
CREYSSE	12987	2	1	-	23 (1)	51	15	6	2,4
LA VALADERIE	12980	3	2	-	38 (1)	45	6	9	1,5
LES EYSIES	3631	0,5	3	-	28 (1)	42	10	13	1,8
CAPDROT	3759	1	4	-	17 (1)	57	11	8	3,1

TABLEAU 8.

MINERAUX LOURDS ESSENTIELS DU «SIDEROLITHIQUE» ENTRE CHARENTE ET DROPT. FRACTION «c»

T+b = tourmaline et biotite
Z = zircon
Ti02 = anatase, brookite et rutile
IV = indice de vieillesse.

A = andalousite
D = disthène
G = grenat
St = staurotide

(1) Dans cette région du Bergeracois, les fortes teneurs en staurotide, caractérisent une «province» à staurotide; elles abaissent à l'indice de vieillesse (IV) sans que pour cela le cortège soit moins «résistant».

paraissent cantonnés entre la Dronne et la Dordogne. Ces deux ensembles détritiques successifs paraissent avoir subi au cours de leur genèse des altérations d'intensité différente, amenant des modifications du cortège minéralogique. Ainsi les indices de vieillesse des sables du Périgord (Tableaux 7 à 10), ont des valeurs très sensiblement inférieures à 1 alors que les dépôts sidérolithiques présentent des indices très supérieurs à 1 et même à 3.

La superposition de ces deux formations et donc leur succession dans le temps peuvent être en effet observées en divers endroits (RECHINIAC,1960) :

- en Charente, la carrière du Grand-Pineau au Fouilloux montre, dans une succession verticale de dépôts détritiques, épaisse de 35 m :

a) Un ensemble inférieur, comprenant les sables argileux associés aux lentilles d'argiles kaoliniques, objet de l'exploitation. Le cortège des minéraux lourds où dominent largement les tourmalines, les zircons et les minéraux titanés, est comparable à celui des carrières voisines (Touverac, Clérac, Baignes, Orioles). Disthènes, andalousites et staurotides ne sont que des minéraux accessoires. Dans tous ces niveaux, les quartz et les minéraux lourds sont cariés, corrodés, ce qui traduit l'importance des phénomènes de dissolution et de lessivage subis par ces dépôts. L'indice de vieillesse y est élevé (voisin de 2,5).

b) Un ensemble supérieur, correspondant aux sables grossiers et argiles à stratification entrecroisée du sommet de la coupe. On y note la présence de feldspaths et de muscovite ainsi qu'un cortège de minéraux lourds moins résistant, riche en disthènes, en tourmalines et parfois en staurotides. Zircons et rutiles ne sont plus que des minéraux accessoires avec les andalousites et les sphènes. L'indice de vieillesse est généralement inférieur ou égal à 1.

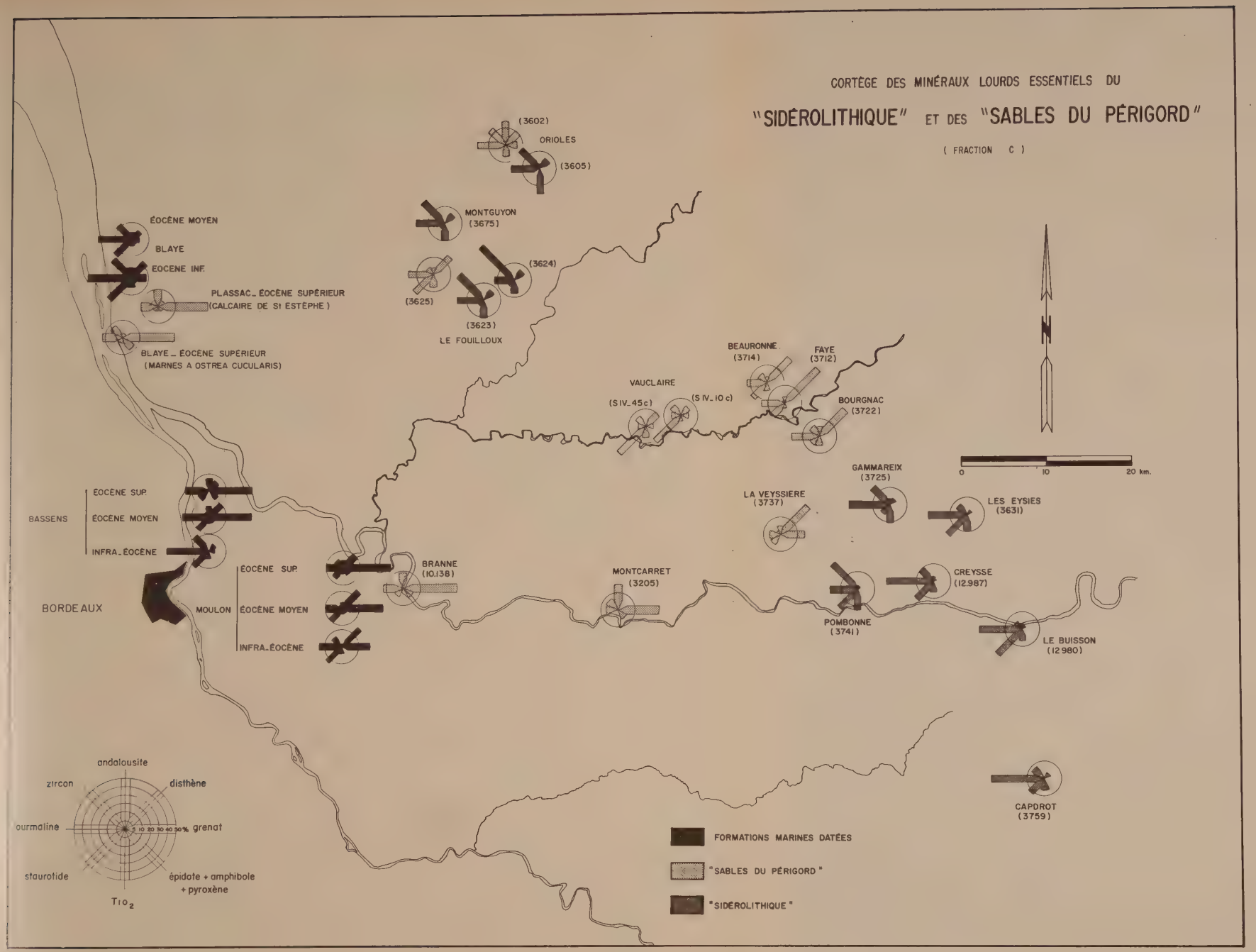
- près de Bergerac, dans la carrière de Pombonne, les niveaux inférieurs ont livré un cortège à tourmalines, zircons, et minéraux titanés (3739) tout-à-fait comparable à celui des niveaux «sidérolithiques» de Charente et du Périgord (Gammareix, Maurens). Les niveaux supérieurs

		A	D	G	St	T	D+G / St+T
ORIOLES	3602	35	7	4	0	40	0,28
LE FOUILLOUX	3625	6	32	0	17	38	0,58
FAYE BEAURONNE	3712	4	52	-	15	23	1,40
	3714	6	39	-	12	30	0,95
BOURGNAC	3722	7	60	0	10	18	2,27
LA VEYSSIERE	3727	8	42	31	2	11	8,17
VAUCLAIRE	IV 10 b	0	45	2	25	15	1,18
	IV 25 b	1	14	37	19	11	1,76
	III 33 b	1	24	-	52	17	0,34
	III 15 b	0	21	28	33	4	1,32
	IV 45 b	2	25	10	45	8	0,68

TABLEAU 9.

CORTEGE DE MINERAUX LOURDS DES SABLES DU PERIGORD (FRACTION «b»).

A = andalousite
D = disthène
G = grenat
St = staurotide
T = tourmaline


CORTÈGE DES MINÉRAUX LOURDS ESSENTIELS DU
"SIDÉROLITHIQUE" ET DES "SABLES DU PÉRIGORD"
(FRACTION C)
(3602)
ORIOLES
(3605)
MONTGUYON
(3675)
(3624)
(3625)
(3623)
LE FOUILLOUX
ÉOCÈNE MOYEN
BLAYE
EOCENE INF.
PLASSAC_ ÉOCÈNE SUPÉRIEUR
(CALCAIRE DE ST ESTÈPHE)
BLAYE_ ÉOCÈNE SUPÉRIEUR
(MARNES A OSTREA CUCULARIS)
BEAURONNE
(3714)
FAYE
(3712)
VAUCLAIRE
(S IV_45c)
(S IV_10c)
BOURGNAC
(3722)
N
0
10
20 km.
GAMMAREIX
(3725)
LA VEYSSIERE
(3737)
LES EYSIES
(3631)
BASSENS
ÉOCÈNE SUP.
ÉOCÈNE MOYEN
INFRA_ÉOCÈNE
BORDEAUX
MOULON
ÉOCÈNE SUP.
ÉOCÈNE MOYEN
INFRA_ÉOCÈNE
BRANNE
(10.138)
MONTCARRET
(3205)
CREYSSE
(12.987)
POMBONNE
(3741)
LE BUISSON
(12.980)
andalousite
zircon
disthène
tourmaline
grenat
staurotide
épidote + amphibole
+ pyroxène
TiO2
CAPDROT
(3759)
FORMATIONS MARINES DATÉES
"SABLES DU PÉRIGORD"
"SIDÉROLITHIQUE"

CARTE 3 :

(3734) au contraire, par leur plus forte proportion de disthènes et de staurotides témoignent d'apports nouveaux, moins résistants, qui rappellent par leur teneur en disthène les sables du Périgord (Beauronne, Bourgnac, La Veyssière).

Dans ces gisements, on observe donc les remaniements du «Sidérolithique». Il ne semble pas en effet que cette dernière formation constitue une nappe d'épandage continue. Les sables à disthènes et grenats sont eux-mêmes surmontés par des sables à disthènes. Ceux-ci, à La Veyssière se rencontrent presque au contact du Crétacé en situation altimétriquement inférieure à celle des dépôts sidérolithiques voisins plus anciens.

Ainsi, comme SCHOELLER (1941) l'a observé dans les environs de Fumel, ces épandages détritiques peuvent combler des bétoires creusées dans les calcaires du Jurassique et du Crétacé. Mais ils ont oblitéré également des vallées encaissées dans les formations alluviales de piedmont déposées antérieurement.

3) Interprétation stratigraphique et paléogéographique :

Les sables du Périgord s'épaississent vers le Sud-Ouest où ils constituent le sous-sol de la Double et du Landais. Les affleurements ne permettent pas toujours de distinguer les altérations et les revêtements superficiels de dépôts anciens qui sont de même nature lithologique. Cependant, à Vauclaire, un groupe de forages carottés a permis de définir les caractéristiques lithologiques de ces formations terrigènes. La succession des terrains traversés dans les divers forages correspond à une disposition en lentilles de sables, argiles et graviers à stratification oblique et entrecroisée. Aucune lithostratigraphie précise ne peut être établie dans cette formation hétérogène (KLINGEBIEL , 1962). On y rencontre le plus souvent un cortège de minéraux lourds à disthène, staurotide et tourmaline qui rappelle celui des gisements de sables du Périgord précédemment décrit. Il en diffère cependant par de faibles teneurs en tourmalines et andalousites, de plus fortes proportions de staurotides et, à certains niveaux, par l'apparition massive du grenat. Ces caractères évoquent les dépôts rencontrés à La Veyssière, et les sables de l'Eocène moyen et supérieur du Bordelais.

Comme les proportions relatives des divers minéraux s'avèrent indépendantes de la lithologie et du classement des éléments détri-

		A	D	G	St	Z	T + b	TiO2	IV
ORIOLES	3602	23	15	8	2	21	20	9	1
LE FOUILLOUX	3625	4	24	-	26	5	25	10	0,66
FAYE BEAURONNE	3712	4	52	-	15	1	22	3	0,35
	3714	3	35	-	19	7	20	5	0,5
BOURGNAC	3722	6	37	-	7	9	28	6	0,78
LA VEYSSIERE	3737	6	42	25	8	2	8	-	0,11
VAUCLAIRE	IV 10	0	7	5	37	9	6	3	0,22
	IV 45	0	16	5	40	8	5	8	0,22
	III 33	0	21	5	40	6	7	6	0,23

TABLEAU 10

CORTEGE DE MINERAUX LOURDS DES SABLES DU PERIGORD (FRACTION «c»).

A = andalousite
D = disthène
G = grenat
St = staurotide
T+b = tourmaline et biotite
Z = zircon
TiO2 = anatase, brookite et rutile
IV = indice de vieillesse

tiques, il faut admettre que les différences de composition du cortège proviennent davantage des changements de qualité du matériel hérité, que d'un tri sélectif au cours de la sédimentation. On ne peut cependant pas en conclure que les trois types du cortège évoqués plus haut se succèdent rigoureusement dans le temps. En effet, à Vauclaire, les niveaux à disthène sont intercalés dans les formations à grenat (Tableau 9) .

Il semble plutôt que la sédimentation dans cette région, soit tributaire de plusieurs provinces émettrices, fournissant des associations de minéraux qui se mélangent ou s'interstratifient. Ce phénomène est également marqué dans les dépôts «sidérolithiques» dont la répartition est plus vaste que pour les «sables du Périgord» plus remaniés vers le centre du bassin, entre les vallées de la Dordogne et de l'Isle.

Vers le Sud-Est les sables sidérolithiques ont un cortège résistant, où dominent les tourmalines; l'andalousite et le zircon y sont très rares, alors que la staurotide y est fréquente et constitue parfois jusqu'à 40 % (Le Buisson) des minéraux transparents. Parmi les opaques, l'ilménite est très largement prépondérante.

Ainsi, au sein des formations détritiques anciennes à minéraux résistants, les variations de composition du cortège de minéraux lourds, quoique peu importantes, suggèrent l'existence de trois provinces distributives :

- vers le Nord, en Charente, une province caractérisée par l'andalousite et le zircon.

- entre Dronne et Dordogne, une province à disthène.

- au Sud-Est, une province à staurotide. (Carte n° 3)

Les dépôts détritiques plus récents, auxquels correspondent sensiblement «les sables du Périgord» se caractérisent par leur richesse en disthène. Ils se trouvent fréquemment mélangés en particulier à leur partie supérieure à des apports riches en grenats. La présence de feldspaths dans toutes ces formations montre qu'ils proviennent d'arènes moins altérées que les dépôts sidérolithiques. Les périodes de mise en place de ces formations ne peuvent être précisées que dans les coupes au centre du bassin, où les niveaux détritiques alternent avec des formations marines qui les ont fossilisés. Nous montrerons que l'âge de ces dépôts est compris entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur.

Remarquons enfin, que l'andalousite et le grenat abondent ici dans les arènes de démantelement du Massif Central. Ces minéraux peuvent donc difficilement être considérés comme caractéristiques d'une province pyrénéenne comme le pensait VATAN (1950).

3) *FORMATIONS SABLEUSES MOLASSIQUES :*

a) Nature et genèse des molasses :

Du point de vue minéralogique, les molasses sont caractérisées par la présence de feldspaths, de micas, et d'un ciment de calcite plus ou moins important. La disposition de ces terrains au centre du bassin peut donner lieu à des interprétations diverses.

Considérant que les «mollasses et le Sidérolithique» ne sont pas autre chose que les formations détritiques provenant du démantèlement du Massif Central, SCHOELLER (1941 b) estime que« les matériaux qui leur ont donné naissance sont les mêmes». Les différences de composition entre les mollasses et le Sidérolithique dépendraient alors des conditions de sédimentation. Les premières se sont déposées dans une «plaine de niveau de base» à basse altitude où le niveau piézométrique des nappes est situé au voisinage du sol. Les feldspaths et les micas n'y auraient subi de ce fait aucune attaque, et les eaux chargées en éléments alcalins, hérités par lessivage du continent et des formations de piedmont auraient déposé un ciment de calcite. Le second au contraire s'est élaboré à partir des matériaux déposés en bordure du bassin dans la «plaine de piedmont» où la surface piézométrique des nappes était profonde. Les eaux pluviales et les eaux de ruissellement issues du Massif Central y auraient détruit les feldspaths et les minéraux ferromagnésiens, donnant naissance à des kaolins et à de la limonite.

Soulignons l'intérêt de cette interprétation des faits évoqués ci-dessous; cependant l'étude des coupes de forages situées au centre du bassin montre que dans le temps, des épandages détritiques de nature différente se

sont succédés. Les premiers, d'âge éocène inférieur sont constitués par des matériaux très évolués et altérés. Les suivants sont progressivement plus riches en minéraux fragiles dont la conservation ou l'altération a été déterminée par les conditions de gisement. Les minéraux sont généralement bien conservés dans la plaine du niveau de base, où ils ont été parfois recouverts par des calcaires et des marnes. Au contraire, dans la «plaine de piedmont» ils ont pu être lessivés et remaniés.

Cette conception ne s'applique évidemment qu aux dépôts sableux, siège d'une circulation d'eaux souterraines. En effet, dans les niveaux argileux isolés des influences extérieures en raison même de leur imperméabilité, les altérations de minéraux sableux sont limitées et procèdent de phénomènes différents.

Les affleurements de molasses offrent une grande diversité de faciès lithologiques, déposés dans la plaine de niveau de base, en milieu marin littoral ou en milieu continental. Bien que d'âge assez voisin, ces terrains illustrent néanmoins assez bien l'évolution des apports terrigènes au cours du Paléogène.

b) Les molasses de l'Eocène supérieur :

1) Domaine marin littoral :

Parmi les terrains visibles à l'affleurement et paléontologiquement datés de l'Eocène supérieur, les plus anciens sont ceux qui constituent la couverture de l'anticlinal de Blaye. Dans le flanc Sud, un ensemble de coupes réparties sur la rive droite de la Gironde, permet d'analyser une série continue de la base de l'Eocène supérieur à l'Oligocène. Les niveaux sableux relevés dans cette série de faciès de bordure, se situent à la base des séquences lithologiques qui correspondent aux épisodes de transgression successifs qui ont intéressé le bassin nord-aquitain à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène :

- transgression du «Calcaire de Blaye» (formation supérieure de M. VEILLON et M. VIGNEAUX, 1961 d) d'âge lédien.

- transgression du Calcaire de Saint-Estèphe, d'âge ludien.

- transgression du Calcaire à Anomies, d'âge sannoisien.

- transgression du Calcaire à Astéries, d'âge stampien.

Entre ces séquences, les différences de composition des associations de minéraux lourds (Tableau 11) sont peu accusées; elles sont cependant suffisamment indépendantes de la lithologie des diverses couches pour ne pas être seulement le fait des changements de conditions de mise en place du matériel terrigène, mais aussi celui d'un changement général des modalités de distribution des matériaux hérités du continent. Ces différences de composition sont nettement liées à l'évolution du cadre paléogéographique comme le montre la comparaison de formations homologues dans des coupes voisines. Toutefois elles s'inscrivent bien dans le thème général des variations de cortège observées à l'Eocène supérieur dans l'ensemble du bassin nord-aquitain.

Dans toute cette série, on remarque la rareté générale des minéraux titanés, du sphène, du disthène et de la staurotide. Ce dernier minéral est cependant plus abondant à la base, dans le Calcaire de Blaye; il pourrait être hérité par remaniement des couches antérieures où il est assez fréquent (le grenat prédomine dans toutes les formations de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène, c'est un fait général dans tout le Nord de l'Aquitaine), alors qu'il est plus rare au sommet de l'Eocène moyen.

Les variations d'abondance de l'andalousite ne semblent pas liées à des faciès particuliers. Au contraire, le zircon est plus fréquent dans les Calcaires de Blaye et de Saint-Estèphe que dans les autres niveaux.

Exception faite de l'épidote, (la fréquence de ce minéral est liée aux conditions de sédimentation et de sa conservation dans la couche où il est enfoui) les minéraux dominants dont relativement résistants : grenat, tourmaline, zircon et andalousite; néanmoins l'indice de vieillesse garde des valeurs assez faibles en raison des très fortes teneurs en grenat. Pendant toute cette période les apports restent donc riches en grenat, tourmaline, épidote et andalousite. Il ne semble pas que les remaniements se soient accompagnés dans le milieu marin, de phénomènes d'altération chimique et de l'appauvrissement du cortège.

Plus au Nord, les calcaires de Saint-Palais, sensiblement de même âge que les calcaires supérieurs de Blaye, sont directement

AGE		FORMATION	COUPE	Ep + Am	AND.	DIST.	GRE.	STAU.	TOUR.	ZIR.	TiO2	SPH.	Ind. V.
OLIGOCENE	STAMPIEN	Calc. à Astéries	BOIS DE BARBE (1)	3	9	4	59	2	16	5	-	1	0,26
	SANNOISIEN	Sable à Anomies	BOIS DE BARBE (1)	5	11	5	41	3	25	7	1	1	0,49
EOCENE - SUPERIEUR	LUDIEN	Calc. de St-Estèphe	BOIS DE BARBE (1)	2	15	5	53	2	16	5	-	1	0,26
			BOIS DE BARBE (2)	9	6	6	43	2	14	16	4	2	0,51
		Marnes à O. bers.	BOIS DE BARBE (2)	11	2	4	57	2	13	6	3	1	0,28
			PRE-VIDEAU	3	2	3	45	2	35	7	1	1	0,75
	LEDIEN	Marnes à O. Cuc.	OCTROI	11	1	1	53	2	18	9	2	2	0,40
		Calc. de Blaye (formation supérieure)	OCTROI	11	3	7	34	5	16	19	3	1	0,61
			CITADELLE	7	1	7	35	7	29	14	-	-	0,75
EOCENE MOYEN	LUTETIEN	Calc. de Blaye (formation inférieure)	CITADELLE	11	17	7	19	6	28	7	4	-	0,64

TABLEAU 11.

CORTEGE DE MINERAUX LOURDS DES TERRAINS DU FLANC SUD DE L'ANTICLINAL DE BLAYE (FRACTION «c»)

transgressifs sur les calcaires du Maëstrichtien. Ils ont livré (GRANDMAISON, 1964) un cortège de minéraux lourds où dominent la staurotide, la tourmaline et l'andalousite (Tableau 12). La rareté du grenat et l'abondance de la staurotide distinguent nettement cette formation des calcaires de la région de Blaye. Il conviendrait de préciser dans quelle mesure ces associations de minéraux lourds traduisent l'existence de provinces distributives et d'aires d'épandages différentes au Nord et au Sud de l'anticlinal de Blaye.

A Saint-Palais, de la base au sommet de la formation éocène, on observe que les proportions de staurotide diminuent alors que les teneurs en éléments détritiques augmentent. Ce fait pourrait indiquer que ce minéral provient ici du remaniement du substratum de la transgression; la staurotide est en effet, avec le zircon, l'un des minéraux lourds dominants dans le calcaire du Crétacé supérieur.

Au contraire, les teneurs en andalousite et tourmaline augmentent avec les apports terrigènes au fur et à mesure que s'étend la transgression. Ces deux minéraux abondent également dans les formations de même âge, rencontrées par forage en Médoc (Saint-Vivien, Lesparre). La tourmaline pourrait provenir du remaniement plus tardif des formations «sidérolithiques» qui affleurent alors au voisinage de la côte. En effet, le zircon et les minéraux titanés leur restent associés comme dans ces terrains. L'andalousite est pratiquement absente des formations sidérolithiques, mais des apports terrigènes plus récents, relativement riches en andalousite sont connus à Orioles en Charente, où ils surmontent les dépôts sidérolithiques. Ce minéral est toujours rare plus à l'Est et plus au Sud, entre l'Isle et la Garonne, où il n'apparaît qu'à la partie tout-à-fait supérieure des molasses éocènes (Bassens, Coutras). L'andalousite n'apparaît en effet que d'une manière accessoire au sommet des séries éocènes des forages de Bassens, Moulon, Ste-Foy-la-Grande, Coutras. Ce minéral caractérise donc une aire d'épandage et une province distributive située au Nord de la structure de Blaye.

Aussi, l'abondance du zircon, d'abord associé à la staurotide, et ensuite à la tourmaline et l'andalousite, caractérise cette région où le cortège est résistant (l'indice de vieillesse reste voisin de 1) et où le rapport D + G / St + T demeure extrêmement faible. Le même phénomène est observé dans la coupe du forage de St-Vivien en Médoc :

2) Domaine continental :

En l'absence de documents paléontologiques, la datation précise des molasses continentales reste toujours sujette à caution, les équivalences proposées avec les formations marines ne pouvant être acceptées sans réserves. La datation de certains gisements par des restes de Mammifères (*Palaeotherium magnum, Plagiolophus minor, Xiphodon gracile*) repose dans certains cas sur une pétition de principe mais s'accorderait assez bien avec

FORMATION :	Ep + Am	AND.	DIST.	GREN	STAU	TOUR	ZIR.	Ti02	SPH.	Ind. V.
CALCAIRES GRESEUX	1	27	1	3	9	37	19	1	2	1,07
NIVEAU ARGILEUX	-	13	3	-	22	26	34	2	-	1,63
CALCAIRES INFERIEURS	1	6	7	4	41	16	20	3	2	0,64

TABLEAU 12.

CORTEGE DE MINERAUX LOURDS DES CALCAIRES EOCENES DE SAINT-PALAIS. (FRACTION «c»)

		Ep + Am.	A	D	G	St	T + b	D+G / St+T
10.148	b+c	17	3	1	64	3	12	4,22
10.143	b+c	8	10	0	70	1	13	4,81
10.138	b+c	7	13	1	60	6	18	2,60
10.136	b	5	16	0	65	5	9	4,50
10.134	b	13	19	1	45	4	22	1,85

TABLEAU 13

CORTEGE DE MINERAUX LOURDS DE LA MOLASSE INFERIEURE DU FRONSADAIS A BRANNE.

les notions classiques sur la valeur stratigraphique de ces Mammifères (RICHARD, 1946).

Dans le Libournais, par comparaison avec les coupes de forages, on peut estimer que les argiles et les molasses qui affleurent à la base des côteaux de la vallée de la Dordogne, appartiennent au sommet de la série continentale de l'Eocène supérieur. C'est la «molasse inférieure de Fronsac», décrite par BLAYAC (1903). Nous l'avons étudiée dans l'un de ses affleurements classiques, situé à Branne, en bordure de la Dordogne. Cette formation visible sur un peu plus d'une dizaine de mètres d'épaisseur, est surmontée dans toute la région par les sables de la molasse supérieure. Le forage de Moulon, situé à 2 km au Sud-Ouest, montre que le substratum de celle-ci se poursuit sensiblement sous le même faciès sur une profondeur d'une cinquantaine de mètres environ.

Dans ce gisement alternent des couches régulières d'argiles et d'argiles sableuses dont la composition minéralogique, très constante (Tableau 13) est essentiellement caractérisée par la grande abondance du grenat. Il y a là une analogie profonde entre ces niveaux et ceux de la couverture de l'anticlinal de Blaye. Toutefois, la teneur en andalousite y est plus élevée, et annonce la plus grande abondance de ce minéral qui sera le fait dominant de la sédimentation détritique à l'Oligocène.

La molasse à Branne représenterait donc bien l'un des termes continentaux les plus récents de la série éocène. De fait le rapport D + G / St + T y est dans l'ensemble plus élevé que dans les formations molassiques de l'Eocène supérieur rencontrées dans les forages de la région (Bassens, Moulon, Ste-Foy-la-Grande).

c) Les molasses oligocènes :

Ce sont des formations sableuses ou argileuses diverses, associées aux calcaires marins qui illustrent la transgression stampienne dans le Nord de l'Aquitaine. Le rôle géomorphologique joué par ces formations meubles dans la région girondine explique la rareté des bons affleurements. En outre, l'absence totale de fossiles ne favorise pas non plus l'étude des rapports de ces faciès continentaux avec les niveaux marins du «Calcaire à Astéries», seul repère chronologique permettant d'estimer l'âge de ces molasses. Le schéma publié à ce propos par BLAYAC (1930) résume une interprétation stratigraphique générale de ces terrains supposant un substratum rigide et stable au cours de l'Oligocène. L'agencement des divers termes lithologiques assimilés à des «molasses» doit être précisé par une analyse sédimentologique approfondie et interprétée en tenant compte de l'évolution tectonique du bassin aquitain.

Dans toutes ces formations terrigènes azoïques le matériel argileux est comme à l'Eocène supérieur, plus abondant que le matériel sableux. Cependant on retrouve souvent sous les calcaires stampiens une couche plus

ou moins régulière de sables feldspathiques, dont le maximum de puissance se situe dans le Libournais. Cette formation parfois exploitée en sablières affleure tout le long de la basse vallée de la Dordogne et en certains points de l'Entre-deux-Mers. Elle est habituellement désignée sous le terme de «Molasse supérieure du Fronsadais».

Vers l'Est les calcaires stampiens sont recouverts par des dépôts terrigènes, argiles et sables connus dans la littérature classique sous la dénomination de «Molasse de l'Agenais». Ici encore des critères sédimentologiques doivent être apportés à la définition de cette formation déposée dans un domaine différent, du point de vue tectonique, de celui où s'est développée la transgression stampienne.

1) Molasse supérieure du Fronsadais :

Le faciès sableux, toujours très typique de cette molasse, ne représente pas partout la totalité des dépôts continentaux compris d'une part entre la molasse inférieure du Fronsadais lorsque celle-ci peut être bien définie, ou plus à l'Est, le calcaire lacustre d'Issigeac et d'autre part le calcaire à Astéries. On doit donc considérer que ces sables ne représentent qu'un épisode de la sédimentation à l'Oligocène inférieur.

Par exemple au Breuilh, entre Vélines et Ste-Foy-la-Grande, nous avons observé dans les côteaux de la rive droite de la Dordogne, un dernier témoin de calcaire lacustre d'Issigeac, à mi-hauteur entre le Calcaire de Castillon qui couronne les côteaux et le fond de la vallée. La molasse sableuse ne représente là qu'une toute petite partie de la moitié supérieure de la coupe qui, selon la définition classique représenterait le «Sannoisien».

Toujours situés sous le calcaire de Castillon ou les argiles correspondantes, ces sables sont parfois mélangés aux molasses argileuses sous-jacentes qu'ils remanient. Tout au long de la vallée de la Dordogne leur épaisseur varie de 1 à 5 mètres à l'Est, entre Ste-Foy-la-Grande et St-Emilion, pour atteindre 8 à 10 mètres dans le Libournais, à Fronsac en particulier. Cette épaisseur diminue rapidement vers l'Ouest et vers le Sud : la molasse sableuse n'existe ni à St-André-de-Cubzac, ni dans le Bordelais. On n'en connaît que quelques affleurements très localisés, à Blanquefort sur la rive nord de la Jalle, et en divers points de l'Entre-deux-Mers. L'irrégularité de ces dépôts suggère leur disposition en chenaux dont la répartition ne pourra être précisée que par l'étude d'un plus grand nombre d'affleurements, ou de coupes de forages.

Cette molasse présente toujours en carrière, un aspect très typique. Ce sont des sables assez fins, meubles et secs, car ils sont protégés par une couverture argileuse. Pour cette raison, lorsqu'ils sont situés au pied des abrupts boisés formés par le Calcaire de Castillon ou le Calcaire à Astéries, ils sont souvent creusés de terriers d'insectes ou de mammifères. Cette particularité leur a valu la dénomination commune locale de «sables à renards». Dans l'Entre-deux-Mers, près de Gironde, en bordure de la vallée du Dropt, l'absence d'humidité dans ces sables recouverts d'une mince couche d'argile, avait justifié leur utilisation comme silos à grains au Néolithique (observation inédite).

Bien que dans certains gisements on observe des figures de stratification oblique et entrecroisée (Fronsac, Le Breuilh), les sables sont en général bien classés

$$(\text{sorting.} = \frac{Q\,3}{Q\,1} = 0{,}8).$$

Les grains en majorité non usés ou subanguleux n'ont guère subi d'usure au cours de leur transport. Il semble donc que nous ayons affaire à un épandage d'arènes peu évoluées, directement issues du continent. Par endroits, un ciment consolide en masse certains niveaux qui prennent l'aspect de grès arkosiques. Ailleurs, la cimentation n'intéresse que des zones noduleuses constituent des poupées (Les Grésis) ou des fuseaux gréseux (Fronsac) au sein de la masse sableuse.

Dans les gisements où la couverture argileuse a disparu, l'infiltration et la circulation des eaux agressives a détruit le ciment calcaire. C'est le cas en particulier des couches de sables entaillées par la tranchée de l'autoroute A62 au lieu-dit Argenteyre à Ste-Eulalie, où la molasse est directement recouverte par les graviers à galets de la haute terrasse de la Dordogne.

L'analyse minéralogique confirme l'homogénéité de cette molasse, et l'appartenance des divers gisements à un même épandage.

LOCALITES	N° Ech.	Ep + Am.	A	D	G	St	T + b	Z	TiO2	Sp
BLANQUEFORT	3.690	2	20	4	40	10	20	4	-	-
AMBARES	11.686	21	19	-	46	-	9	-	-	5
MONTUSSAN	10.496	10	5	-	71	-	8	6	-	-
LALANDE de F. (Les Gresis)	11.573	5	7	1	55	5	15		1	3
	11.570	1	1	1	49	4	17	21	2	3
St-ANDRE-DE-C.	Le Moulin			-	70			-	-	-
FRONSAC	5.291	12	3	-	60	-	18	6	1	-
St-ETIENNE de L.	5.295	3	-	-		-	22	6		-
CABARA	5.293	30	5	-	2	-	23	15	-	-
MONTCARRET	3.205	7	2	-	46	-	9	10	-	-
PORT-Ste-FOY	11.599	9		-	22	-	36			9
	11.598	5	5	-	35	3	30	13	6	-
JUILLAC	11.595	3	8	-		12	35		12	-
	11.594	2	10	4	40		32		4	-
GIRONDE	11.679	5	12	-	42	3	32	5	-	-
	11.680	-		-	4	1	25	6	-	-

TABLEAU 14.

CORTEGES DE MINERAUX LOURDS DE LA MOLASSE DU FRONSADAIS

FRACTION «c» :

Ep+Am = épidote et amphibole; A = andalousite; D = disthène; G = grenat; St = staurotide; T+b = tourmaline et biotite;

Z = zircon; TiO2 = anatase, brookite et rutile; Sp = sphène.

Dans la fraction légère abondent les plagioclases et les feldspaths alcalins. Ces minéraux, d'un aspect laiteux, sont parfois altérés et cariés; leur identification est précisée par l'examen des spectres de diffraction X obtenus sur cette fraction réduite en poudre.

Parmi les minéraux lourds on note tout d'abord, une très forte proportion de minéraux mal cristallisés et altérés (altérites) dont les caractères optiques sont indéfinissables.

Dans tous les gisements étudiés (Tableau 14) on trouve sensiblement le même cortège de minéraux transparents où dominent le grenat et la tourmaline. Les espèces les mieux représentées sont ensuite l'andalousite, la staurotide et parfois l'épidote, les amphiboles et le zircon. Le disthène est généralement absent, toutefois il apparaît en faibles proportions (4 à 5 %) à Razac, et dans les couches inférieures de la molasse sableuse à Port-Ste-Foy et à Juillac. La situation de ces prélèvements non loin de la zone d'affleurement des «sables du Périgord» conduit à penser que le disthène est là, hérité par remaniement de ces sables où il abonde. Mais cela confirmerait alors que les apports terrigènes ayant donné naissance à la «molasse oligocène», étaient eux-mêmes dépourvus de disthène.

L'andalousite est assez largement répandue dans toute la zone d'affleurement de la molasse. On ne décèle plus ici les mêmes provinces distributives qu'à l'Eocène supérieur.

On observe dans certains niveaux des grains d'ankérite, arrondis, massifs, parfois légèrement corrodés, dont l'origine détritique parait confirmée par la rareté des formes cristallines.

Aussi considèrerons-nous que l'abondance des altérites et des micas ne traduit pas un état de dégradation avancée de ces matériaux. Elle montre au contraire la faiblesse des altérations qu ils ont subies non seulement au cours de leur transport et de leur mise en place, mais encore lors de leur élaboration sur le continent. En effet, les minéraux mal cristallisés et par conséquent les plus labiles ont été conservés. L'indice de vieillesse du cortège de minéraux lourds reste peu élevé dans toutes les couches, car le zircon et les minéraux titanés sont rares. Les tourmalines ont généralement des formes prismatiques nettes et une bonne cristallinité.

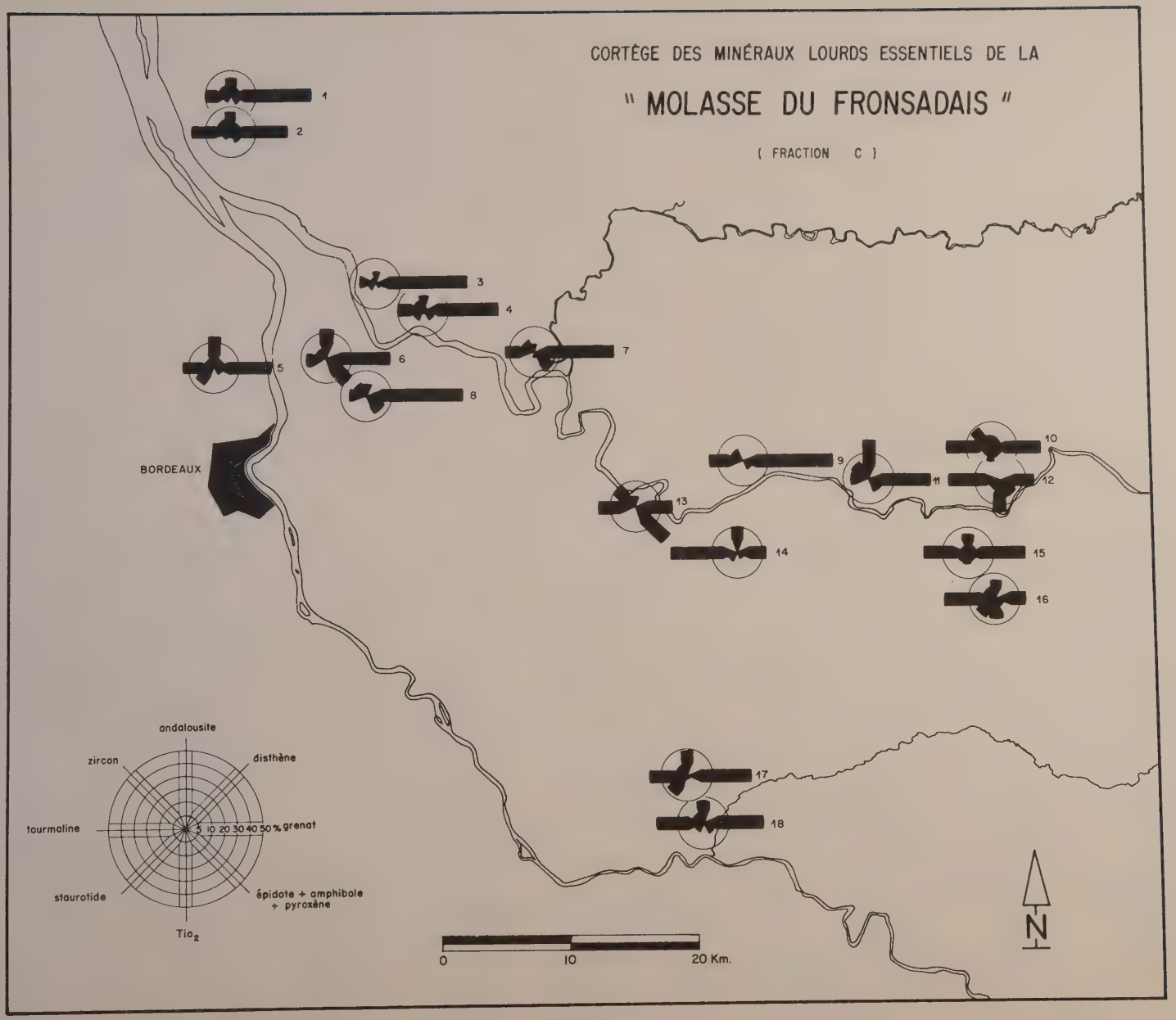
Les petites variations de composition du cortège observées d'un gisement à l'autre ou même, entre plusieurs niveaux d'une même coupe reflètent les effets du classement des grains lors du dépôt. A l'échelle régionale, (Carte n° 4), elles illustrent la participation éventuelle des formations détritiques antérieures (sidérolithique, sables du Périgord) qui jouent alors le rôle de provinces distributives secondaires. C est le cas de l'andalousite au N-O de Blaye, et dans le Sud (Blanquefort) ainsi que du disthène à l Est (Juillac, Port-Ste-Foy).

Sur la carte ci-jointe, nous avons assimilé à la molasse du Fronsadais les grès à Anomies du Blayais (Bois de Barbe). Bien que déposés en milieu marin littoral, ces niveaux paraissent correspondre, en raison de leur situation sous les calcaires stampiens et de leur composition minéralogique, à la molasse sableuse du Fronsadais d'âge sannoisien (FABRE, 1939).

2) Molasse de l'Agenais :

Depuis BLAYAC (1930), la notion de passage latéral entre le calcaire à Astéries de la région girondine et les molasses continentales de l'Agenais est devenue classique. Elle est examinée et adoptée à nouveau par M. RICHARD (1946, p. 121) il faut reconnaître que les arguments avancés par ces auteurs ne sont pas probants . L analyse sédimentologique des séries marines de l Oligocène en Gironde ne montre nulle part une évolution sédimentaire compatible avec la notion d un mouvement progressif de régression de la base au sommet de l Oligocène. Nous avons observé, au contraire (KLINGEBIEL, NOBREGA et PUECHMAILLE, 1964) la présence d éléments terrigènes, (sables siliceux, argiles) dans les calcaires et les marnes qui illustrent une première phase de transgression. Dans les calcaires à faciès marin recifal ou pararecifal, qui marquent une seconde phase de transgression s étalant vers le Nord, bien au-delà de la première. Ces mêmes éléments sont généralement absents. Dans l'Entre-deux-Mers, le contact de ces calcaires avec les molasses argileuses sous-jacentes, est bien tranché, et ces dépôts semblent mouler une surface d érosion.

Au Nord et à l Ouest de la vallée du Dropt, la composition minéralogique de la fraction argileuse de ces dépôts de surface autorise la distinction de 4 formations. Dans


CORTÈGE DES MINÉRAUX LOURDS ESSENTIELS DE LA
" MOLASSE DU FRONSADAIS "
(FRACTION C)
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
BORDEAUX
andalousite
zircon
disthène
tourmaline
5 10 20 30 40 50 % grenat
staurotide
épidote + amphibole + pyroxène
Tio2
0
10
20 Km.
N

CARTE 4

ATTRIBUTION CLASSIQUE	LIEU ET NATURE DES PRELEVEMENTS	Ep. Am.	A	D	G	St	T	Zir	Ti02	Sph	I.V.	*
ARGILES DE DECALCIFICATION	- St-Jean-de-Blaignac (Argiles de décalcific. dans le Calc.)	-	7	3	16	18	50	3	-	3	1,12	D
	- Pujols (Argiles rouges)	6	10	2	25	7	34	12	2	2	0,92	C
	- Martres (Argiles rouges sur calcaire)	7	12	2	31	5	24	5	12	2	0,69	A
	- Gironde (11.677) (Argiles ferrugineuses)	-	4	-	11	15	35	23	8	3	1,94	A
MOLASSES DE L'AGENAIS	- Gironde (cote 100) (Limons argileux)	-	20	5	5	9	31	25	5	-	1,56	C
	- St-Pierre de B. (Limon argileux rougeâtre)	-	8	6	6	15	26	15	20	4	1,56	A
	- Coirac (Limon argileux)	3	15	1	17	10	23	27	2	2	1,08	C
	- Port-Ste-Foy (Limon argileux rougeâtre)	-	21	-	21	13	40	4	5	-	0,96	C
PLIOCENE	- Branne (Argiles à graviers)	-	8	5	5	12	35	25	5	4	1,85	B
	- Arbis - Chau Benauge (Argile sableuse rouge)	1	22	-	3	13	35	16	9	-	1,50	A
	- Gironde (cote 123) (Argile rouge à galets)	-	3	5	5	9	31	25	5	-	1,56	A

TABLEAU 15.

CORTEGES DE MINERAUX LOURDS ATTRIBUES A LA MOLASSE DE L'AGENAIS.

Ep. Am. = épidote et amphibole; A = andalousite; D = disthène; G = grenat; St = staurotide T tourmaline; Zir = zircon; Ti02 = anatase, brookite et rutile; Sph = sphène
IV = indice de vieillesse.

* - Attribution suggérée par la composition de la fraction argileuse :

A : Altération ancienne (post-miocène)
B : Pliocène de transport à graviers
C : Limons argileux post-oligocènes
D : Argiles de décalcification des calcaires.

la fraction sableuse, les associations de minéraux lourds sont par contre extrêmement variées (Tableau 15), ce qui montre que dans l'Entre-deux-Mers on a probablement groupé sous ce terme des dépôts différents de ceux de l Agenais.

On peut simplement en conclure que ces dépôts ne correspondent pas (dans l Entre-deux-Mers tout au moins), à un épandage caractérisé de matériaux nouveaux mais à des reprises et des mélanges de matériaux divers, remaniés dans des conditions locales et variées, en raison d'une part de la topographie du toit des calcaires et d'autre part de l'évolution climatique depuis l'Oligocène.

Si on compare les minéraux de ces formations à ceux des molasses de l Eocène supérieur et de l'Oligocène inférieur ou même à ceux des molasses miocènes déposées dans le Bordelais (SARRAILH, 1961) ou le Bazadais (ALVINERIE, 1962), on se rend compte que le degré d'usure des éléments sableux est dans l'ensemble relativement faible, alors que l appauvrissement en minéraux labiles est manifeste. Ceci caractérise donc la prépondérance des altérations chimiques sur les actions mécaniques. L'évolution de ces formations n'est cependant pas très avancée; les feldspaths sont conservés dans certains gisements (Coirac).

Les minéraux argileux ont par contre évolué plus vite que les minéraux de la fraction sableuse, dont l'indice de vieillesse reste dans l'ensemble voisin de l'unité. Il découle de tout ceci que les climats de la fin du tertiaire n'ont pas engendré en Aquitaine, des sols aussi évolués que ceux de l'Eocène inférieur.

En résumé, sur la bordure Nord de l Aquitaine, les affleurements des formations continentales déposées au cours du Paléogène, se répartissent dans une zone de piedmont où se trouvent juxtaposés des épandages d'âges divers. Cette disposition implique des remaniements des formations les plus anciennes par les plus récentes. Ces mélanges rendent difficile l'individualisation des diverses formations, d'autant plus que les altérations subaériennes ou semi-profondes par les eaux d'infiltration ont uniformisé par endroits, les faciès des dépôts restés en surface. En outre, l'emboitement des divers épandages rend illusoire l'application du principe de superposition ramené à des considérations altimétriques.

Aussi la caractérisation des divers épandages dans l'espace et dans le temps a-t-elle été précisée par comparaison avec ce qui a été enregistré et conservé dans les séries alternantes du milieu marin littoral.

CHAPITRE III

INTERPRETATION GENERALE DES ASSOCIATIONS DE MINERAUX LOURDS

L'étude minéralogique des sables qui a été entreprise et dont certains résultats de détail viennent d'être exposés, apporte des éléments de réponse à trois types de questions :

1°) Est-il possible de caractériser par leur cortège de minéraux lourds les épandages détritiques qui se sont manifestés dans les séries paléogènes ? Les différences relevées entre ces apports terrigènes successifs, datés dans le domaine marin, sont-elles assez marquées pour pouvoir être reconnues dans les séries détritiques du domaine continental, et contribuer à l'établissement d'une lithostratigraphie ?

2°) Les changements de composition des matériaux détritiques susceptibles d'être observés au sein d'une même unité stratigraphique en bordure du Massif Central, montrent-ils l'existence de provinces distributives distinctes ?

3°) La délimitation et l'étude comparée des aires de distribution des minéraux au cours du Paléogène permettent-elles de préciser l'évotion paléogéographique et tectonique du bassin nord-aquitain pendant cette période ?

Ces trois problèmes interfèrent plus ou moins selon les lieux et les époques, et l'interprétation des faits observés doit être conduite avec prudence. Les réponses aux questions posées ne peuvent être élaborées que par étapes successives. Il convient de les confronter à chaque instant avec les résultats d'autres enquêtes sédimentologiques (minéraux argileux), paléontologiques, géodynamiques ou paléogéographiques.

Etant donné le caractère général de cette étude minéralogique des sables et le type d'échantillons analysés, seules les grandes lignes d'une synthèse lithostratigraphique et paléogéographique peuvent être esquissées. Bien des problèmes stratigraphiques de détail peuvent être abordés par cette méthode, mais leur solution implique une analyse moins ponctuelle des couches étudiées par forages ou en affleurements et la connaissance du cadre sédimentologique de leur mise en place. Certaines de ces questions ont été partiellement évoquées à l'occasion de la description de coupes de forages (Blaye, Etauliers, Bassens, La Benauge) ou d'affleurements (Eocène du Blayais, Molasses oligocènes).

1 - VARIATIONS DES CORTEGES DANS LE TEMPS ET LITHOSTRATIGRAPHIE :

Seules des séries continues intéressant l'ensemble du Paléogène, et comportant à la fois des formations marines (fournissant les repères chronologiques essentiels) et de nombreuses intercalations de dépôts détritiques continentaux (permettant de définir les grandes périodes d'épandage) peuvent servir de base à l'établissement d'une lithostratigraphie. L'examen de la carte des isobathes du toit du Crétacé (Carte n° 2) montre que les coupes du Bordelais (Bassens) et du Libournais (Moulon) sont les plus aptes à fournir des documents de cette nature. En raison de leur situation dans une zone subsidente bien alimentée en matériaux détritiques issus du Massif Central et soumise aux transgressions marines venues du domaine océanique de l'Ouest, ces coupes permettent de définir et de dater avec une précision raisonnable, les éventuels changements de composition des apports détritiques au cours de l'Eocène.

a) Bordelais :

Dans cette région, les terrains de l'Eocène inférieur se caractérisent bien par l'association staurotide-tourmaline, et accessoirement disthène; ceux de l'Eocène moyen par l'association grenat-disthène et accessoirement tourmaline-staurotide; ceux de l'Eocène supérieur enfin, par la prédominance du grenat et de la tourmaline. Les proportions d'andalousite, toujours peu importantes, subissent une légère et progressive augmentation de la base au sommet de la série.

L'examen des courbes des variations simultanées des proportions relatives de staurotide et de tourmaline d'une part (Carte n° 6), de disthène et de grenat d'autre part (Carte n° 5), ainsi que l'évolution du rapport D + G/ St + T en fonction du temps, dans les diverses coupes (Carte n° 7), montre que la valeur absolue de ces proportions ne peut en aucun cas être considérée comme un critère chronostratigraphique vigoureux. L'abondance de ces minéraux se modifie dans le détail des couches en fonction de la lithologie et des séquences sédimentaires. Néanmoins l'ordre de grandeur et le sens de variation de ces proportions paraissent constants dans toutes les coupes du Bordelais. Nous avons considéré que ces variations correspondaient bien à des changements de nature des matériaux détritiques au cours du Paléogène.

Il convient d'examiner dans quelle mesure ces phénomènes intéressent l'ensemble du bassin nord-aquitain et peuvent servir de base à l'interprétation lithostratigraphique d'autres séries :

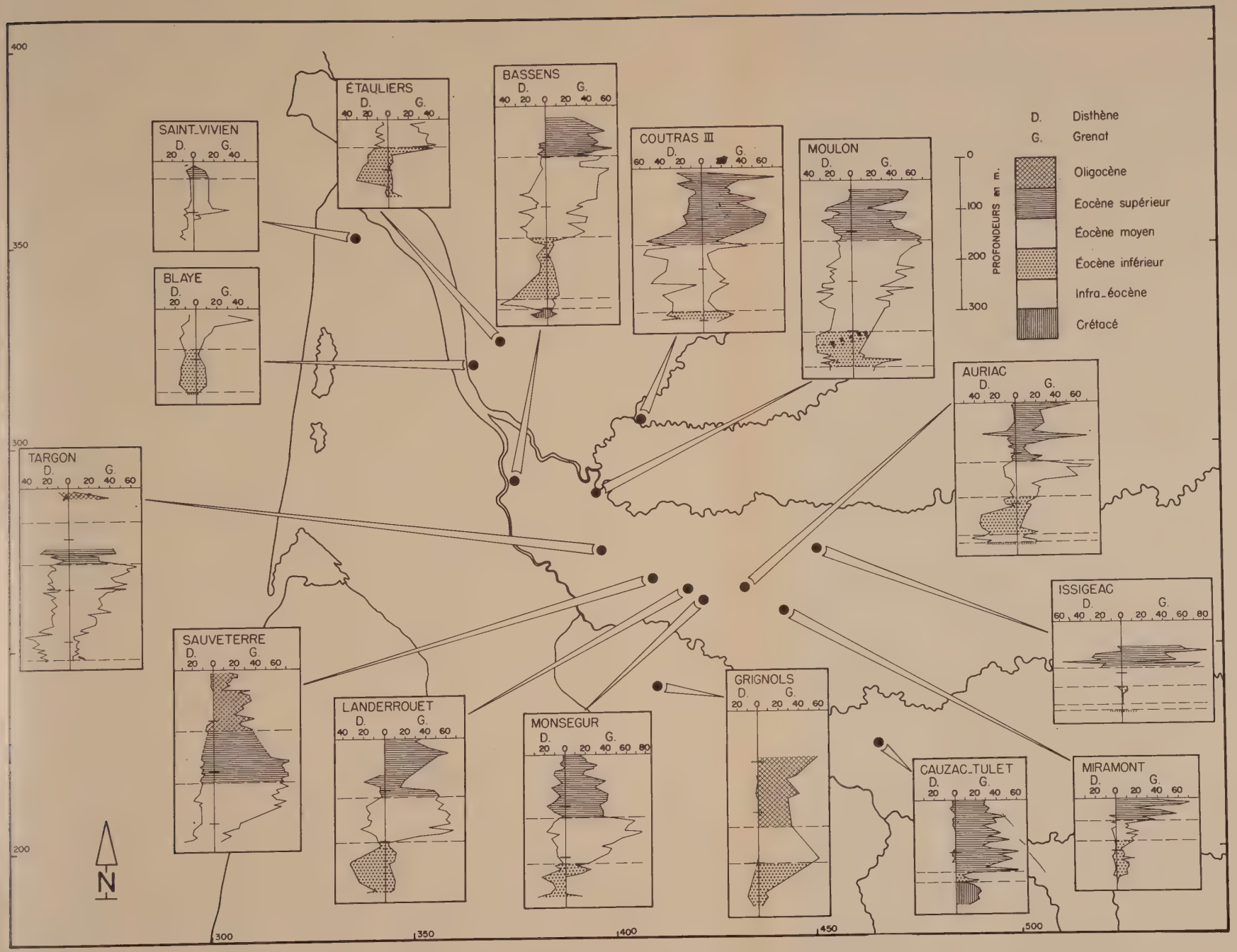
b) Domaine Nord-Occidental :

On ne peut que regretter l'absence de coupes profondes bien échantillonnées dans la région de Pauillac, car celles dont nous disposons n'intéressent que la marge du synclinal du Bas-Médoc. Comme dans le Bordelais, l'abondance de la tourmaline et de la staurotide caractérise les terrains de l'Eocène inférieur (Etauliers, Blaye). Ce dernier minéral disparaît progressivement à l'Eocène moyen; mais si ce phénomène se manifeste d'une façon plus tardive dans le Nord (St-Vivien) et sur l'anticlinal de Blaye (Blaye) que dans l'axe de la dépression (Etauliers), il n'est probablement que la conséquence de l'arrivée plus tardive des «sables inférieurs» riches en grenat.

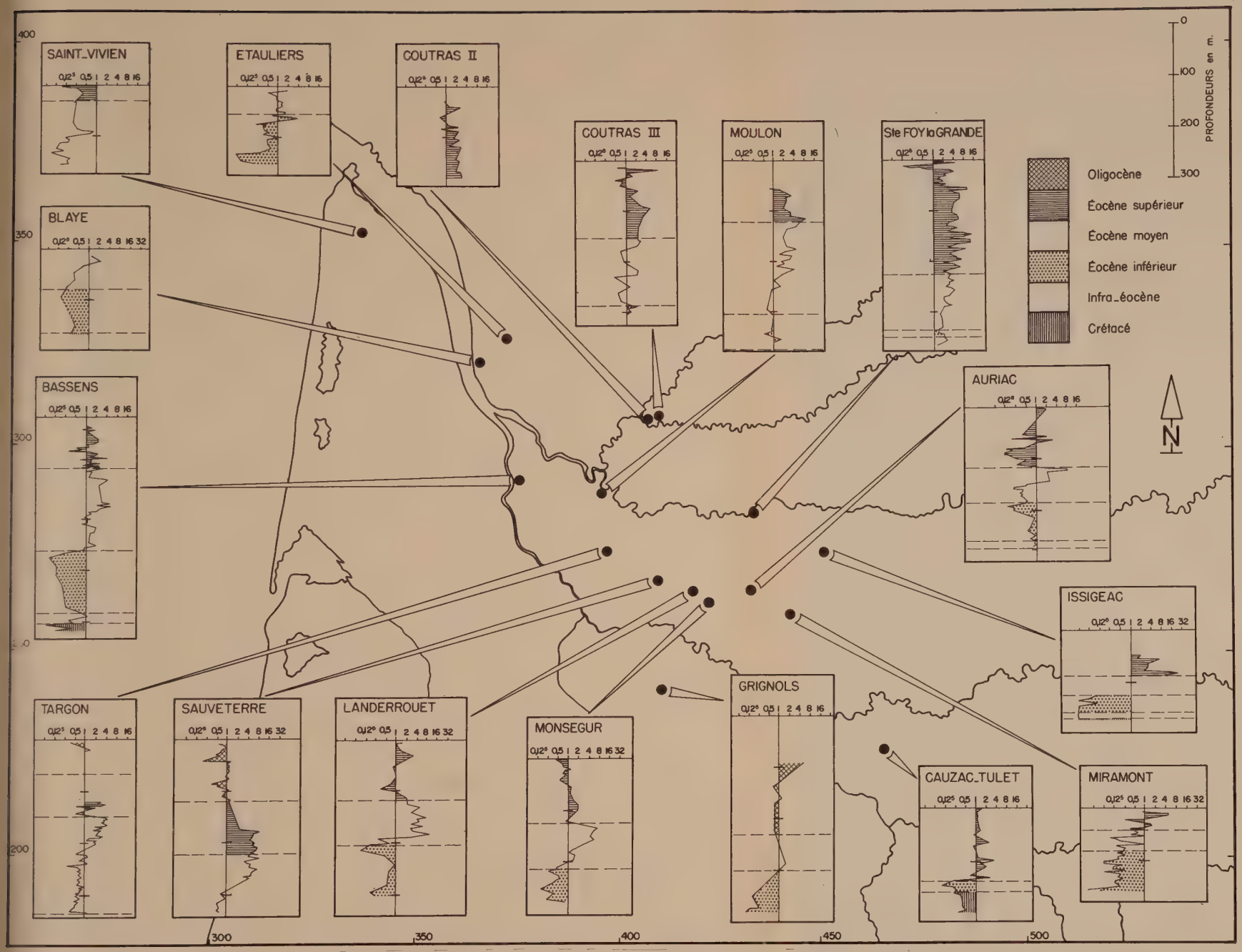
A tous les niveaux, les teneurs en tourmaline restent élevées, aussi le rapport D + G / St + T garde-t-il généralement des valeurs inférieures à l'unité. On retrouve cependant dans le schéma de ses variations, les principaux thèmes observés dans le Bordelais.

c) Domaine Sud-Est :

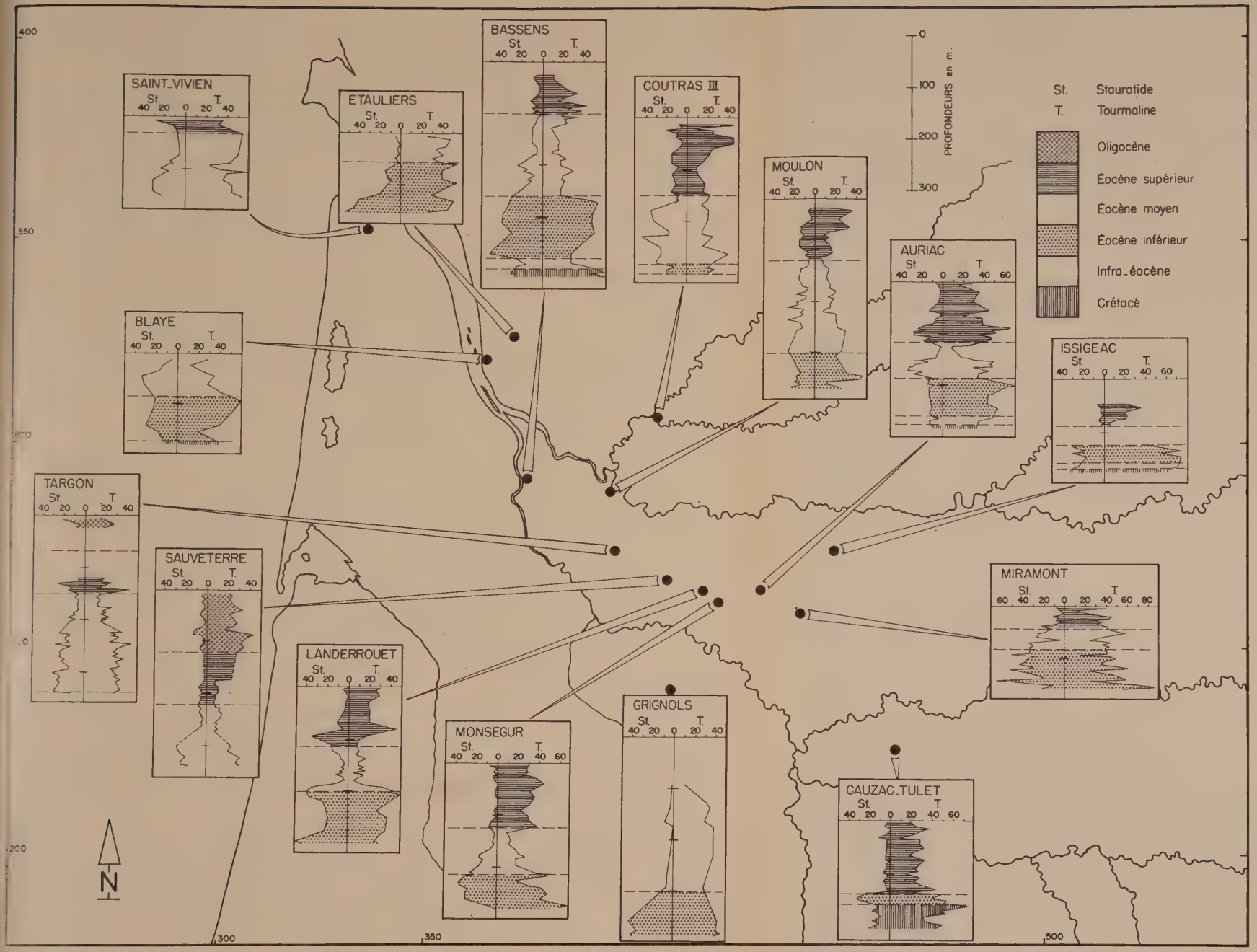
1 - Aux confins de l'Entre-Deux-Mers et de la vallée du Dropt, une série de coupes profondes (Sauveterre, Landerrouet, Monségur, La Réole) intéresse la bordure méridionale du synclinal de la basse Dordogne. Des témoins de la transgression de l'Eocène moyen séparent nettement les séries sableuses de l'Eocène inférieur et moyen des sables et molasses de l'Eocène supérieur. Nous retrouvons là exactement les mêmes associations de minéraux lourds que dans le Bordelais :



CARTE 5 : REPARTITION DU GRENAT ET DU DISTHENE DANS LES DIVERS FORAGES.



CARTE 6 : REPARTITION DE LA STAUROTIDE ET DE LA TOURMALINE DANS LES DIVERS FORAGES.



CARTE 7 : EVOLUTION COMPAREE DE VALEURS DU RAPPORT DISTHENE + GRENAT/STAUROTIDE + TOURMALINE DANS LES DIVERS FORAGES.

tourmaline-staurotide-disthène à l'Eocène inférieur.
grenat-tourmaline-staurotide-disthène à l'Eocène moyen.
grenat-tourmaline à l'Eocène supérieur.

Dans ses grandes lignes, la courbe des variations du rapport D + G / St + T dessine le même schéma que dans le Bordelais, quoique d'une manière moins régulière. Cette irrégularité, liée à l'alternance des dépôts marins et continentaux, grossiers et fins, en bordure d'une dépression subsidente en voie de comblement, reflète la contribution sporadique et parfois alternée de plusieurs sources de matériaux, arènes d'alteration, massifs cristallins ou encore anciens dépôts de piedmont.

2 - Dans le Bazadais (Grignols) et en Lot-et-Garonne (Auriac, Miramont, Cauzac), les molasses tertiaires renferment quelques niveaux à faune marine qui permettent de situer ces séries molassiques dans la chronologie du Paléogène. Bien qu'appartenant à un domaine paléogéographique différent de celui des séries girondines, ces coupes montrent des variations de cortège de même type, malgré l'absence de disthène.

A l'Eocène inférieur dominent la staurotide et la tourmaline. A l'Eocène moyen, alors que le grenat devient très abondant, la staurotide diminue quelque peu, elle aura pratiquement disparu des terrains de l'Eocène supérieur caractérisés par l'association grenat-tourmaline et accessoirement andalousite.

L'absence du disthène amène un abaissement général des valeurs du rapport D + G / St + T, qui, bien que souvent inférieures à l'unité, varient suivant un schéma comparable à celui qui a été défini dans le Bordelais.

d) Domaine continental du Nord-Est :

A ce domaine appartiennent soit des séries sablo-argileuses très puissantes (Coutras, Ste-Foy-la-Grande, Vauclaire), formations de piedmont en bordure du synclinal de la basse Dordogne, soit des séries lacustres dans le Nord de l'Agenais (Issigeac).

Dans les premières, malgré des modifications de détail parfois très accusées, en fonction de la nature lithologique des divers niveaux, les cortèges minéralogiques ne subissent dans l'ensemble que des variations peu marquées. Cela nous paraît illustrer l'absence d'homogénéisation des matériaux sableux dans le milieu de sédimentation. Ces sables ont été déposés dans une plaine de piedmont, au hasard de la divagation des cours d'eau, et leur composition dépend des variations de régime de ces derniers, et des crues affectant tel ou tel de leurs affluents. Mais en fin de compte, la somme de toutes ces variations conduit à une monotonie générale des dépôts et traduit la permanence des éléments fondamentaux du cadre paléogéographique de cette région.

Néanmoins les variations générales d'ensemble des associations de minéraux lourds essentiels (de même que les associations de minéraux argileux) quoique très estompées, rappellent quelque peu celles qui ont été observées dans les séries bien datées du Bordelais.

C'est à Coutras que les analogies sont les plus nettes. A la base de la coupe, des couches de sables à staurotide, tourmaline et disthène pourraient être rapportées à l'Eocène inférieur. Les couches suivantes, à staurotide, disthène et grenat, représenteraient l'Eocène moyen, tandis que la partie supérieure de la coupe où domine l'association grenat-tourmaline appartiendrait à l'Eocène supérieur.

La courbe des valeurs du rapport D + G / St + T souligne cette évolution du cortège, mais ne permet pas de définir les limites de ces périodes.

- Dans la région de Ste-Foy-la-Grande, l'abondance du grenat et du disthène à tous les niveaux détermine un décalage général du rapport D + G / St + T vers les fortes valeurs; elle justifierait l'attribution de toute cette série à l'Eocène moyen et supérieur.

La faiblesse des teneurs en staurotide et tourmaline nous paraît illustrer la moindre participation des dépôts sidérolithiques à la sédimentation terrigène dans cette partie centrale de la dépression de la basse Dordogne. Les matériaux sont ici directement issus du Massif Central et l'absence des formations infra-éocènes à cortège résistant est probable.

En raison de l'abondance de la kaolinite dans les niveaux inférieurs de la coupe, on pourrait considérer qu'ils sont d'âge éocène inférieur. Nous aurions donc ici une des rares parties du bassin où des couches de sables, riches en disthène et grenat, déposées à l'Eo-

cène inférieur, auraient été conservées.

Toutefois sur la base de ces seules observations, il n'est pas possible de définir les limites lithostratigraphiques précises.

- Dans les sables du Périgord à Vauclaire IV, les associations de minéraux lourds ne sont pas les mêmes que dans l'Eocène supérieur du Bordelais; la tourmaline reste rare (10 à 15 %) alors qu'abonde selon les niveaux, la staurotide, le disthène et le grenat.

- Dans la région d'Issigeac où prédominent les formations lacustres, on n'observe que deux groupes de niveaux sableux isolés dans la série des marnes et calcaire de sédimentation chimique.

Le groupe inférieur, par l'association staurotide-tourmaline, s'apparente nettement aux dépôts du Sidérolithique et de l'Eocène inférieur.

Le groupe supérieur, caractérisé par l'abondance du grenat et du disthène, puis du grenat et de la tourmaline, appartiendrait à l'Eocène supérieur.

L'étude des associations de minéraux lourds apporte donc des arguments intéressants pour une interprétation lithostratigraphique des séries paléogènes du Nord de l'Aquitaine. On observe en effet dans les domaines marins ou continentaux, des variations de cortège de même type qui permettent de caractériser les épandages détritiques successifs par des associations de minéraux lourds particulières. Toutefois ces variations se manifestent avec des nuances différentes selon les régions, ce qui suggère l'existence de «provinces distributives».

2 - REPARTITION DES MINERAUX LOURDS ET PROVINCES DISTRIBUTIVES :

En examinant la répartition de certaines espèces de minéraux lourds au sein de diverses formations (Sidérolithique, molasses), nous avons déjà noté l'existence d'aires de distribution particulières de ces minéraux au long de la bordure Nord du bassin aquitain.

L'étude de la répartition des minéraux essentiels au centre du bassin, grâce aux coupes de forages, apporte des précisions sur la nature, l'extension et les rapports réciproques des aires de dispersion, ou «provinces minéralogiques» (BATURIN, 1937). La matérialisation de ces provinces, par la construction de cartes de répartition, implique d'une part la définition d'unités lithostratigraphiques sensiblement synchrones, et d'autre part le calcul de la fréquence moyenne des divers minéraux au sein de ces unités dans chaque coupe de forage. En première approximation, cette fréquence moyenne a été calculée, pour les espèces minérales essentielles, à partir du nombre de grains comptés dans l'ensemble des niveaux appartenant à une même unité stratigraphique. Les valeurs ainsi obtenues n'ont évidemment qu'une valeur indicative. Elles sont cependant suffisantes pour construire de telles cartes, en raison de l'échelle adoptée pour cette synthèse.

a) Minéraux à très grande résistance :

Pour les espèces minérales les plus résistantes (d'après l'échelle de fragilité de PETITJOHN), tourmaline, zircon, rutile, les variations de la fréquence moyenne apparaissent peu significatives. Les proportions relatives de ces éléments ubiquistes dans les cortèges de minéraux lourds dépendent étroitement en effet des variations d'abondance des autres espèces minérales moins résistantes.

Dans les calcaires du Crétacé supérieur, ces minéraux constituent l'essentiel de la fraction lourde des matériaux détritiques déposés en bordure du Massif Central (LAFITTE 1961; FAMECHON, 1961). Il en est de même dans les arènes évoluées et altérées du Paléogène ancien (Sidérolithique, sables et argiles infra-éocènes). Ils sont aussi partout bien représentés dans les apports terrigènes de l'Eocène moyen et de l'Eocène supérieur. Pour le zircon et la tourmaline, on note une grande variété de formes, dont les degrés d'usure et d'altération sont difficiles à apprécier. C'est pourquoi, dans le cadre de cette étude générale de la sédimentation terrigène, nous avons dû renoncer à séparer les cristaux résiduels issus d'arènes anciennes, des grains

mieux conservés provenant directement des massifs de roches cristallines et métamorphiques. VATAN (1945) considère que «la présence de la tourmaline dans les sables de l'Aquitaine est moins significative que celle des silicates de métamorphisme», car «ce minéral peut se trouver en effet dans les granites à mica noir et surtout dans les filons de pegmatite injectant les gneiss du Massif Central et des Pyrénées». Mais ces minéraux résistants ont pu aussi bien être stockés dans les arènes d'altération anciennes, du Crétacé supérieur en particulier. Par la suite, dans les sables et molasses éocènes, ces éléments résiduels se trouvent mélangés sporadiquement aux formes fraîches. On ne peut, par le seul examen de l'aspect des minéraux, apprécier dans quelle mesure les remaniements de sédiments et les reprises d'érosion des massifs cristallins interviennent dans la mise en place de ces dépôts.

b) Minéraux à moyenne résistance :

On place habituellement dans cette catégorie (PETTIJOHN, 1957) la staurotide, les grenats, le disthène et l'andalousite. Nous avons observé que la staurotide avait un comportement assez comparable à celui de la tourmaline. Le grenat, le disthène et accessoirement l'andalousite au contraire, apparaissent assez étroitement associés aux épandages plus récents, molasses ou sables de piedmont de l'Eocène moyen et supérieur et de l'Oligocène.

La staurotide :

C'est avec la tourmaline et le zircon un des minéraux lourds essentiels des terrains du Crétacé supérieur de la Charente et de la Dordogne (LAFITTE, 1961 ; FAMECHON, 1961). C'est aussi un des éléments dominants du Sidérolithique (RECHINIAC, 1962). Au centre du bassin ce minéral abonde dans tous les dépôts détritiques infra-éocènes. Nous avons observé qu'à cette époque la staurotide est nettement plus abondante dans la zone d'affleurements située au Sud de la Dordogne, ce qui suggère, l'existence de massifs émetteurs de staurotide dans les régions actuellement drainées par le Lot et la Dordogne.

A l'Eocène moyen et surtout à l'Eocène supérieur, la staurotide se raréfie; et dans tout le bassin nord-aquitain elle ne représente plus que de 2 à 5 % du cortège de minéraux lourds. Elle ne reste abondante que dans le Nord du Médoc. En l'absence d'épandages terrigènes importants à cette époque, ce minéral parait être ici directement repris sur la cote aux arènes d'altération anciennes du Crétacé supérieur par les transgressions successives. Une aire de répartition particulière de la staurotide s'individualise donc dans cette région.

En toutes régions, et à tous les niveaux, du Crétacé supérieur à l'Oligocène inclus, mais plus particulièrement dans les niveaux inférieurs du Tertiaire, nous avons rencontré des grains de staurotide à faciès «vermiculé». Ces vermicules sont constitués par un réseau de canaux irréguliers mais parallèles aux plans principaux des cristaux. Cette variété doit-elle être considérée comme caractéristique de la province nord-aquitaine? Certes on la rencontre surtout dans les arènes anciennes du Crétacé supérieur et dans le Sidérolithique de la bordure du Massif Central, mais on la trouve aussi dans le Montien des petites Pyrénées (VATAN, 1945).

Si l'on considère le faciès vermiculé comme un stade d'altération de certains cristaux de staurotide à maille assez lâche, on peut dès lors estimer que l'absence de tels grains dans les matériaux pyrénéens les plus récents correspond au faible degré d'altération de ces matériaux. Dans le Nord du bassin, au contraire, l'importance des arènes anciennes très altérées est considérable, et il est naturel que dans les sédiments éocènes qui en dérivent, on retrouve plus abondamment, des minéraux résiduels tels que la tourmaline et la staurotide vermiculée.

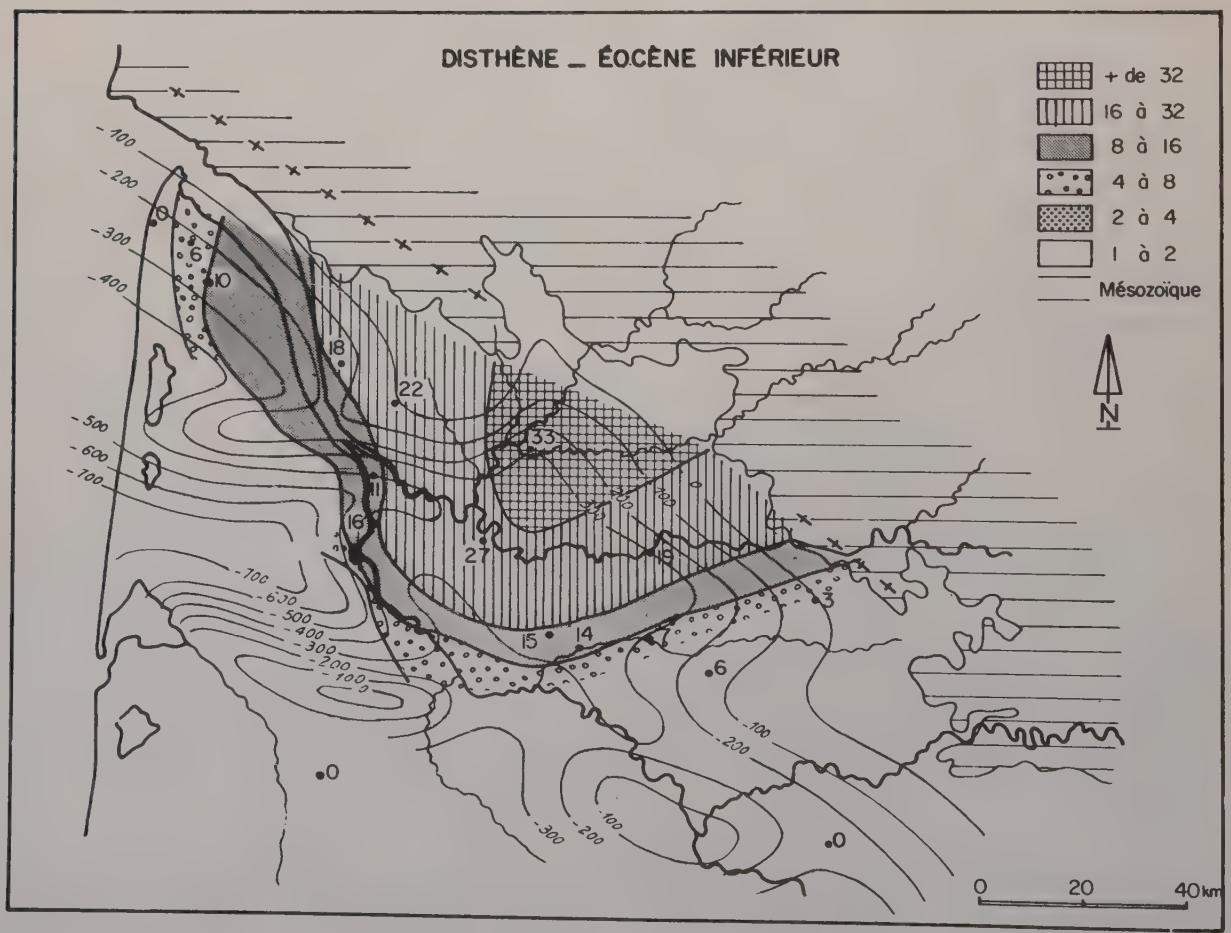
Dans les molasses et les sables de l'Eocène supérieur (Branne, Vauclaire), la proportion de staurotides vermiculées est très faible (moins de 0,5 % des staurotides). Par contre, dans les formations détritiques plus anciennes à cortège résistant et indice de vieillesse élevé, supérieur ou égal à 2, les grains vermiculés représentent 5 à 10 % des staurotides. C'est ce que nous avons observé dans le Sidérolithique de Charente et de Dordogne, et dans les sables infra-éocènes du Bordelais, du Lot-et-Garonne (Issigeac) et du Gers (Auch, Bassoues).

Comme pour la tourmaline, les variations d'abondance relative de la staurotide dépendent de celles des minéraux moins résistants. Il semble que les arènes du Crétacé

supérieur et du Paléocène se soient trouvées enrichies en staurotide par disparition, avant ou après leur mise en place, des espèces peu résistantes. Dans l'état actuel de nos connaissances, il n'apparaît guère possible de localiser les massifs distributeurs de staurotide, par l'étude des sédiments détritiques paléogènes du seul bassin nord-aquitain.

Le grenat :

Extrêmement rare dans les formations «sidérolithiques» ainsi que dans les sables infra-éocènes à cortège résistant, le grenat abonde dans tous les terrains plus récents. Nous avons été amenés à considérer que l'absence de ce minéral était l'un des caractères majeurs des terrains de l'Eocène inférieur. Le grenat était déjà très rare dans les terrains du Crétacé supérieur de la Dordogne, où il n'a été rencontré en notables proportions (5 à 20 °/₀ qu'en certains points très localisés, comme par exemple le Provencien moyen de l'anticlinal de Mareuil (LAFITTE, 1961). On le rencontre aussi dans certains niveaux sableux intercalés dans les argiles rouges infra-éocènes, au centre du bassin (Moulon, Ste-Foy-la-Grande, Auriac, Bassens) où il semble que son enfouissement rapide ait assuré sa conservation. Dans ces dépôts marins (Crétacé supérieur) ou continentaux (infra-éocène), il paraît douteux que le grenat puisse provenir des Pyrénées comme le pensait VATAN (1945). Cette origine est inconcevable pour les épandages de sables, qui, à l'Eocène moyen et à l'Eocène supérieur participent au comblement des dépressions de la basse Dordogne et de la Garonne. Aussi nous parait-il plus logique de penser que le grenat provient normalement du Massif Central, mais ne se rencontre dans les dépôts détritiques issus de ce massif, que si ces derniers n'ont pas subi une altération trop poussée.



CARTE 8 : REPARTITION DU DISTHENE A L'EOCENE INFERIEUR.

En raison de la rareté et de la faible étendue des gisements à grenat au Crétacé supérieur et à l'Eocène inférieur, les cartes de répartition de ce minéral ne permettent pas de définir des aires de dispersion particulières.

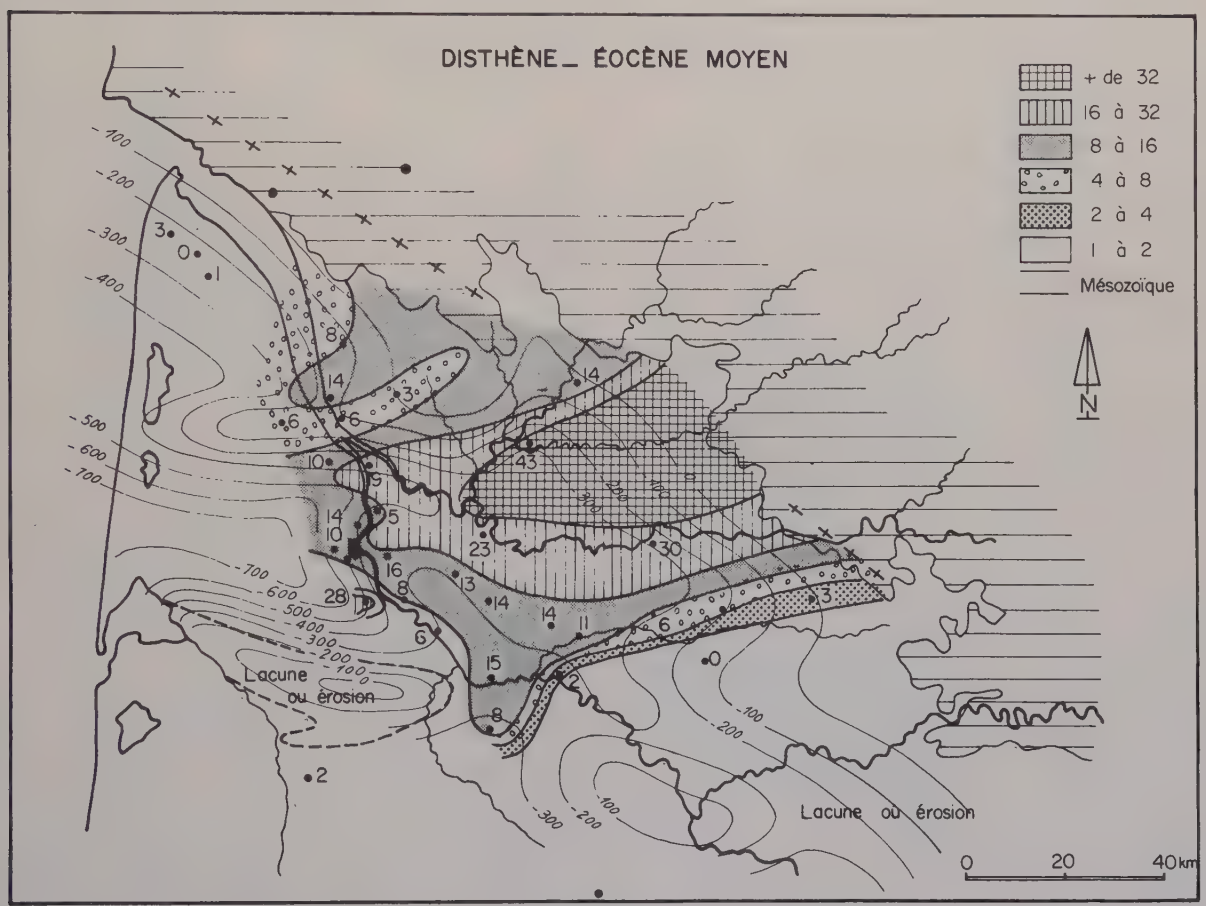
A l'Eocène moyen et à l'Eocène supérieur, les plus fortes fréquences moyennes sont observées dans les faciès littoraux où il semblerait que ce minéral ait été concentré par des remaniements dans les zones de balancement des transgressions et régressions. La confrontation des variations de fréquence des grenats avec les séquences lithologiques dans les séries, nous avait conduit à une interprétation analogue.

On comprend alors que les cartes de répartition des fréquences moyennes de ce minéral, ne mettent en évidenve aucun sens de distribution particulier. On note simplement que les valeurs les plus élevées dessinent à peu près respectivement les limites d'oscillation des transgressions de l'Eocène moyen et de l'Eocène supérieur.

Ce n'est là qu'une indication de recherche, car la fréquence des forages et l'échelle de l'analyse sont encore insuffisantes pour que cette interprétation puisse être valablement prise en considération.

Disthène :

Bien que présent (1 à 5 °/₀) dans les formations du Crétacé supérieur de la bordure nord-aquitaine, le disthène n'y est jamais abondant. Dans certains épandages de sables infra-éocènes au centre du bassin, dans le Bordelais (Bassens) et le Gers (Auch),



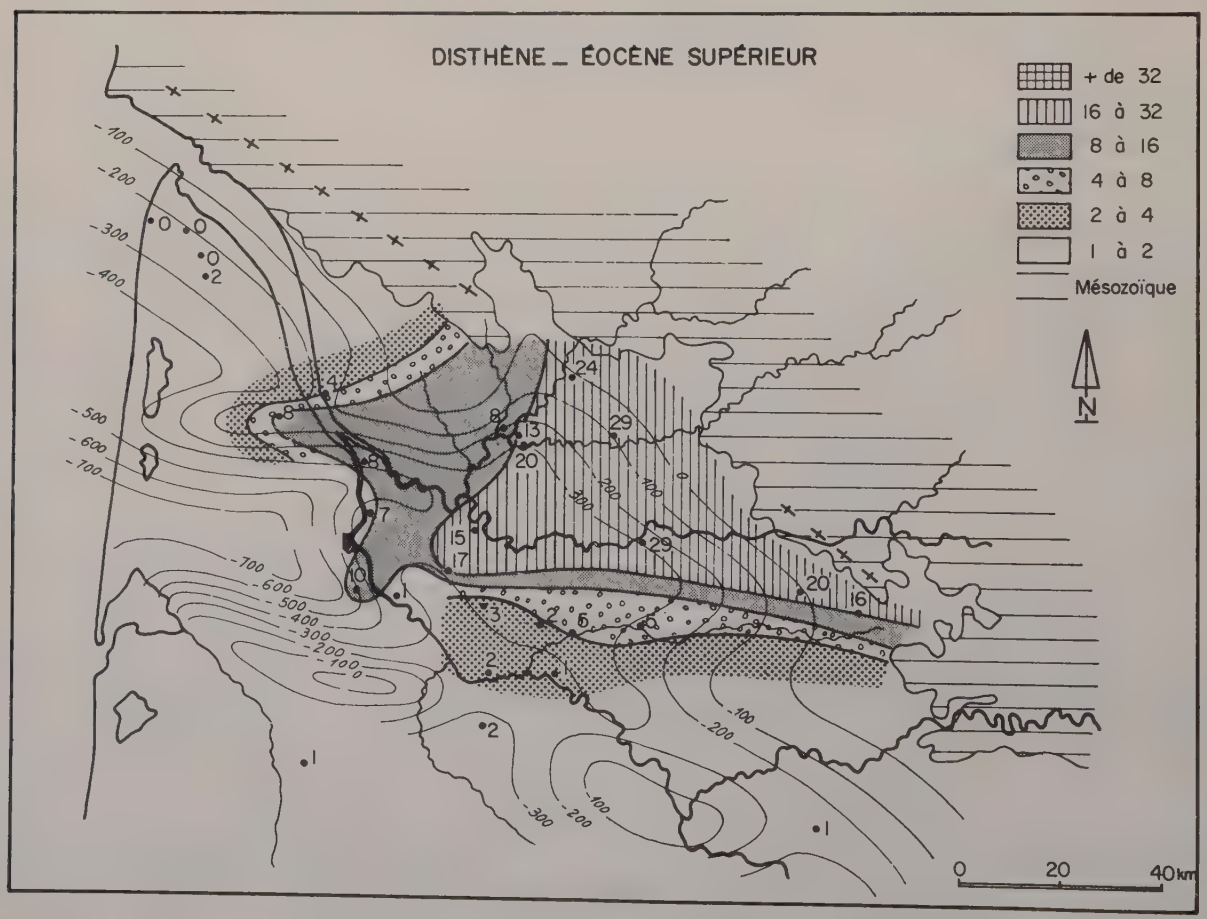
CARTE 9 : REPARTITION DU DISTHENE A L'EOCENE MOYEN.

on le rencontre fréquemment en petites proportions (5 à 15 °/₀), mais il se présente alors le plus souvent en grains corrodés, cariés, qui auraient subi un début d'altération intrastratale.

Le disthène est absent des dépôts sidérolithiques de Dordogne et de Charente mais apparaît dans les formations sableuses sus-jacentes. Il abonde dans les «sables du Périgord» et dans tous les apports terrigènes grossiers de l'Eocène moyen et supérieur; en effet, ce minéral est toujours rare dans le faciès argileux de même âge. Il n'est donc pas étonnant que les cartes de répartition de disthène retracent sensiblement les aires d'épandage des apports terrigènes issus du Massif Central.

A l'Eocène inférieur, le disthène, (Carte n° 8) est en général rare et se répartit au centre des dépressions du substratum. Il est relativement abondant (40 °/₀) au mur des grès transgressifs de l'Eocène inférieur (Bassens, Moulon, La Benauge) où il a été «fossilisé» en milieu calcaire ou argileux.

A l'Eocène moyen (Carte n° 9), l'abondance du disthène paraît nettement liée à celle des sables grossiers répandus dans la dépression de la basse Dordogne. Ces sables provenant semble-t-il du Nord-Est, s'étendent jusque dans le Bordelais vers l'Ouest, et dans le Bazadais vers le Sud. A la limite extérieure de cette zone de dépôts, on observe de nombreuses variations de détail des fréquences moyennes, liées aux divagations des branches d'un vaste delta à la limite du domaine océanique. Des courants marins côtiers ont édifié des bancs de sable parallèles à la côte et perpendiculaires aux directions d'épandage fluviatiles Nord-Est-Sud-Ouest. Ainsi peut-on



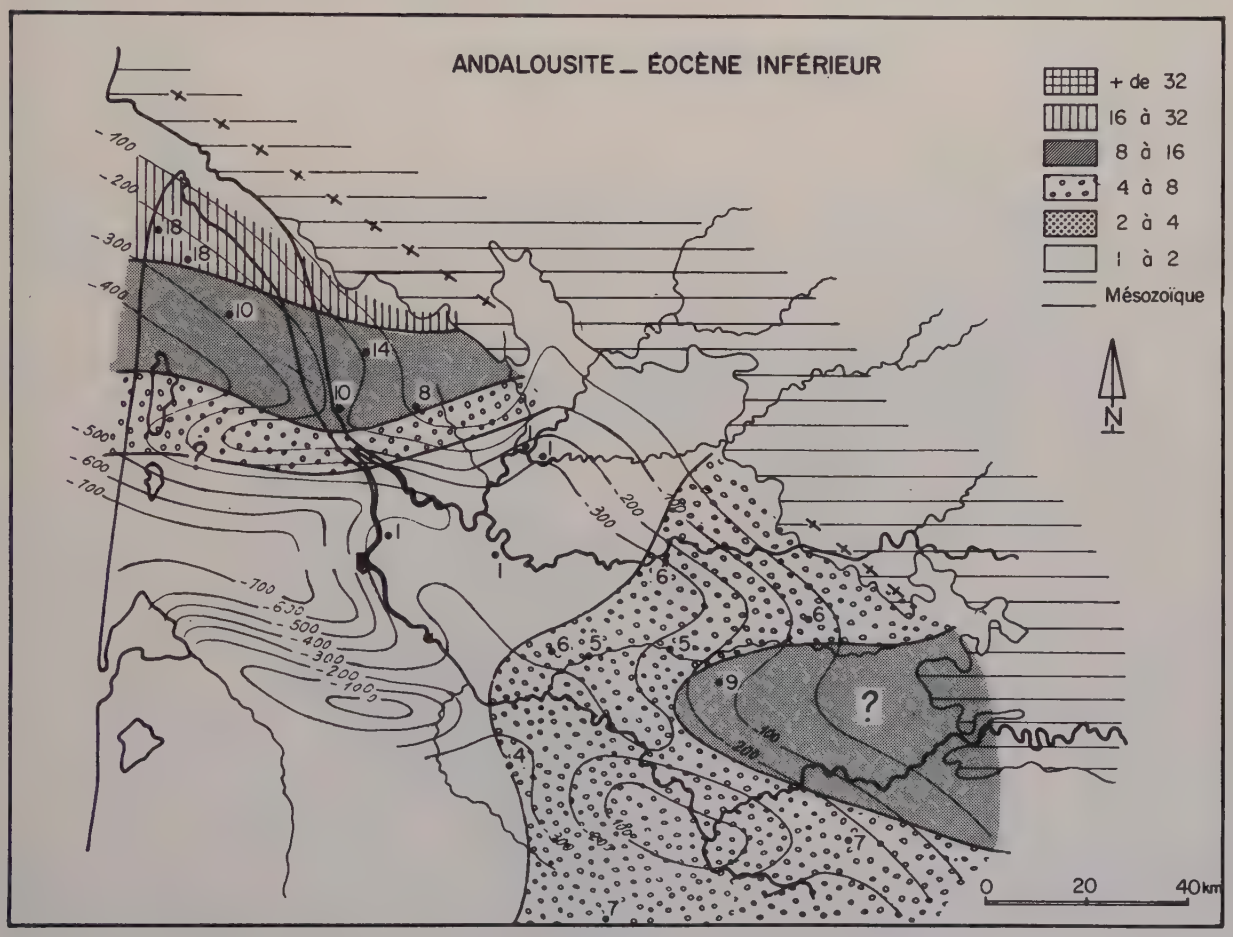
CARTE 10: REPARTITION DU DISTHENE A L'EOCENE SUPERIEUR.

rendre compte des fortes teneurs en disthènes trouvées en certains endroits de la région Bordelaise (Castres-Bellefond) au sein des «sables inférieurs» de l'Eocène moyen. La même répartition, irrégulière, liée au dépôt de sables grossiers est observée au centre et au Sud du bassin aquitain, où le disthène reste cependant relativement rare, 2 à 4 °/₀ à Lussagnet et 10 °/₀ à Audignon.

A l'Eocène supérieur (Carte n° 10), le disthène est relativement moins abondant; les dépôts sont dans l'ensemble beaucoup plus fins que ceux de l'Eocène moyen. Les formations sableuses, moins développées, sont limitées au N.E. du Libournais. La zone d'épandage du disthène est nettement tributaire d'une province distributive située à l'Est et comprenant les massifs drainés par les rivières issues des bassins anciens de la Dordogne, de l'Isle et de la Dronne.

Dans tous ces niveaux, mais surtout dans les «sables du Périgord», la variété bleutée du disthène a été rencontrée. Elle est trop rare cependant pour être l'objet d'une cartographie particulière.

Ainsi on assiste au cours de l'Eocène, à l'individualisation et au comblement progressifs de la dépression de la basse Dordogne. Plus marquée à l'Ouest selon un sillon Nord-Sud à l'Eocène inférieur, cette structure s'accuse à l'Eocène moyen et se comble au fur et à mesure. Par la suite, l'enfoncement de la zone méridionale délimite un nouveau sillon Est-Ouest. Ces indications générales paraissent confirmer les observations relatives aux changements de direction des apports observés dans le Sidérolithique Charentais par RECHINIAC (1962).



CARTE 11 : REPARTITION DE L'ANDALOUSITE A L'EOCENE INFERIEUR

Andalousite :

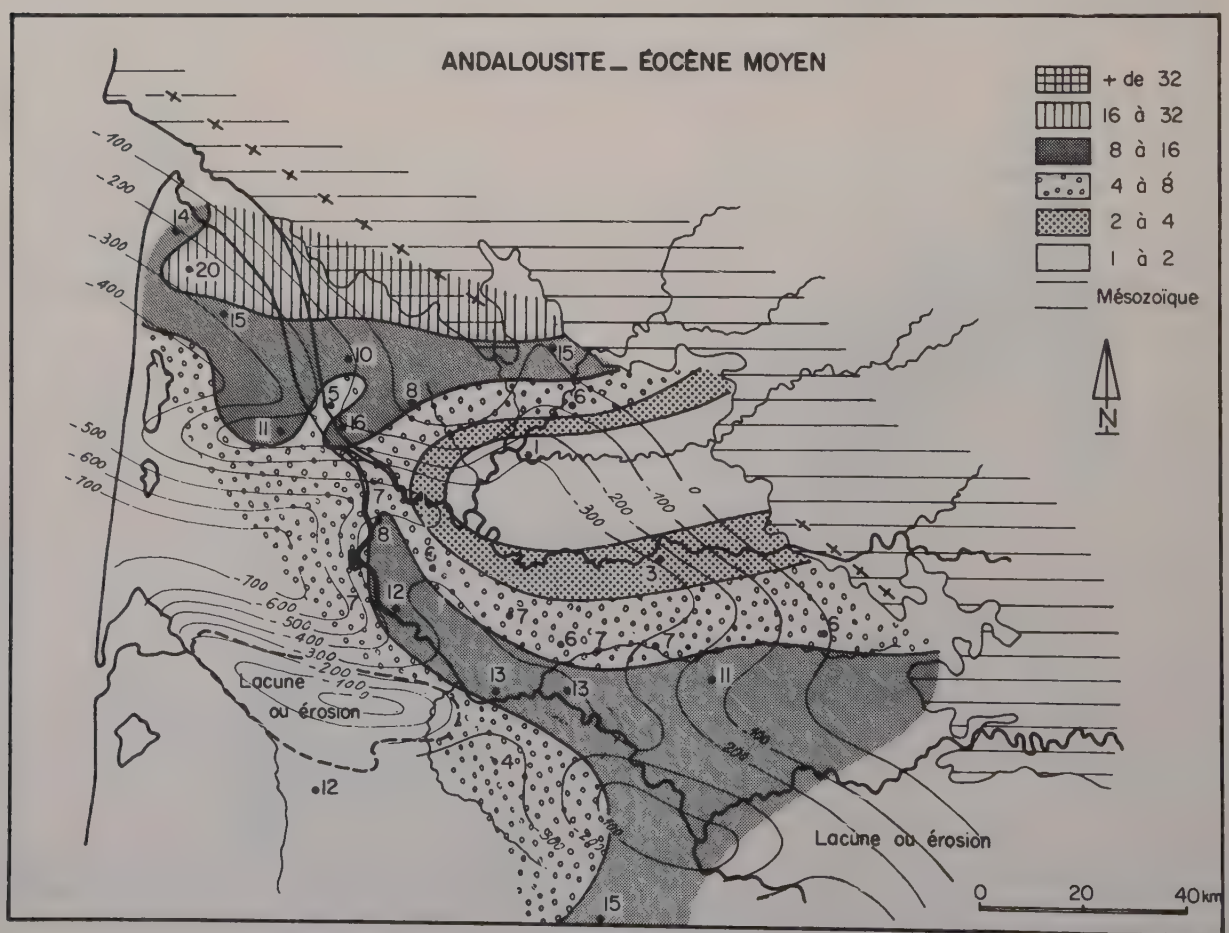
La répartition de l'andalousite dans les terrains du Crétacé supérieur de la bordure nord-aquitaine n'est pas connue. Nous savons seulement que ce minéral n'est qu'un constituant accessoire du cortège de minéraux lourds du Crétacé supérieur dans la couverture des anticlinaux de Mareuil (LAFITTE, 1961) et de Chapdeuil-la-Tour-Blanche (FAMECHON, 1961).

A l'Eocène inférieur, (Carte n° 11), ce minéral est généralement peu abondant, sauf dans les formations sidérolithiques de la partie orientale du Blayais, et dans les sables et argiles rouges qui recouvrent le mésozoïque de la «zone haute de Miramont» et de la région d'Agen. La répartition de ces teneurs relativement plus élevées de part et d'autre du synclinal girondin et de ses prolongements orientaux (dépressions de la basse Dordogne et de la basse Garonne) peut donner lieu à diverses interprétations :

* La première admet l'existence de deux provinces distributives d'andalousite situées, l'une aux abords de l'anticlinal de Jonzac, l'autre en bordure du Massif Central au Sud de la Dordogne et s'étendant vers le Sud, jusque dans le centre du bassin aquitain.

* La seconde suppose la présence d'arènes à andalousite sur toute la bordure du bassin à l'Infra-éocène. Par la suite, dans la partie déprimée entre Dronne et Dordogne, des apports détritiques dépourvus d'andalousite se seraient mélangés à ces arènes au cours de l'Eocène inférieur, déterminant l'abaissement des proportions d'andalousite dans ces nouveaux dépôts.

A l'Eocène moyen (Carte n° 12) l'andalousite est partout plus abondante. Sa répartition est du même type que durant l'Eocène inférieur, mais l'aire méridionale de dispersion s'étend maintenant vers le Nord comme si les sables à andalousite avaient été amenés du Sud-Est



CARTE 12 : REPARTITION DE L'ANDALOUSITE A L'EOCENE MOYEN.

vers le Nord-Ouest par des courants marins côtiers longeant l'extrémité orientale du delta formé par les sables grossiers à disthène dans la dépression de la basse Dordogne. La province du Nord-Ouest reste bien individualisée, mais l'abondance de l'andalousite correspond à la rareté du disthène.

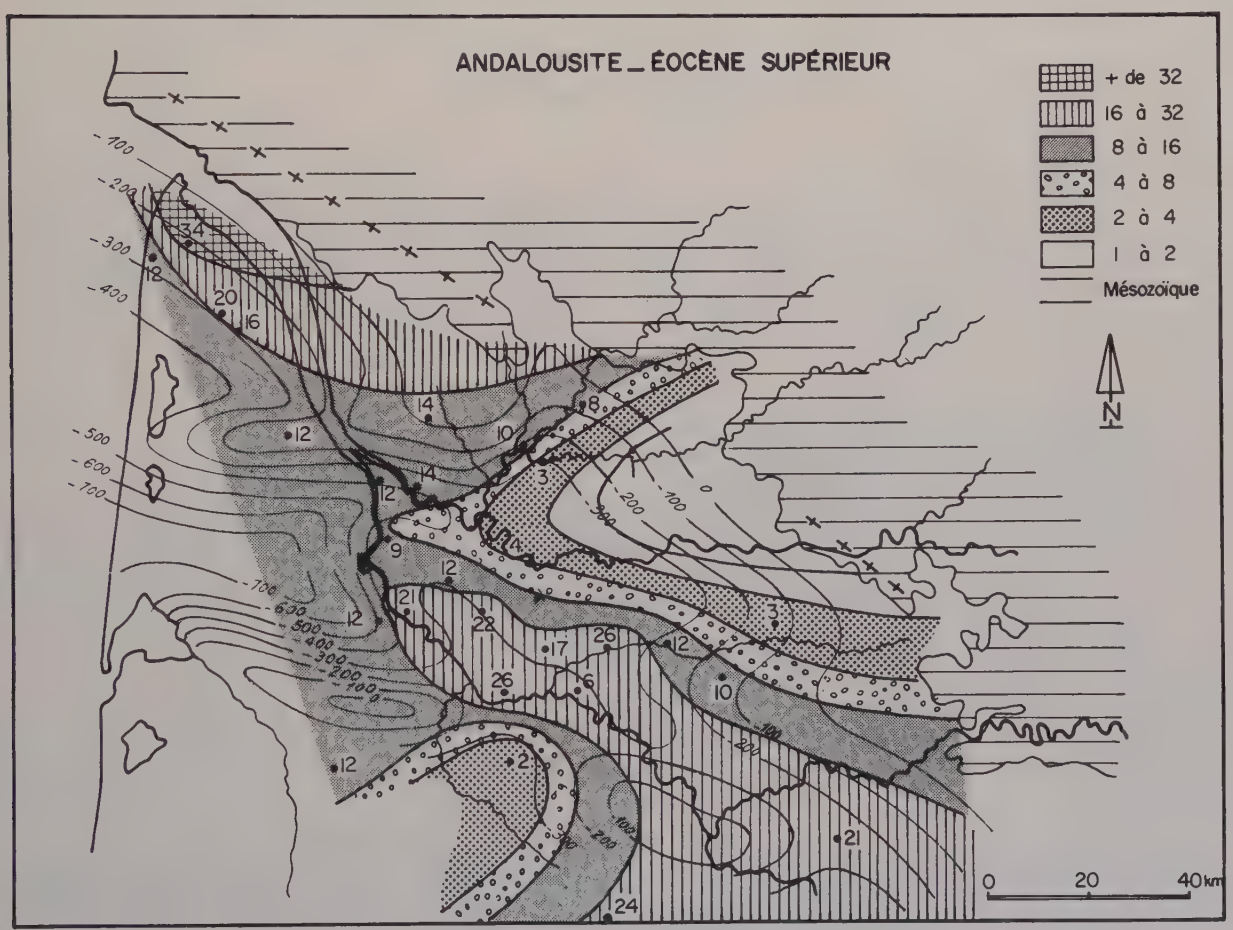
Le même antagonisme entre ces deux minéraux est observé au centre du bassin, dans la région de Garlin, Geaune et Lussagnet (RECHINIAC, 1962) où «au toit de l'Yprésien», l'andalousite apparaît dans des sables marins à cortège résistant (riches en tourmaline, staurotide et zircon) mais se trouve aussi associée à des minéraux fragiles comme la glauconie.

A l'Eocène supérieur (Carte n° 13) la répartition de l'andalousite reste sensiblement la même. Les facteurs de la distribution de ce minéral dans le bassin ne semblent donc pas avoir changé depuis l'Eocène moyen. On peut admettre aussi que dans une certaine mesure, l'augmentation générale des proportions d'andalousite dans tous les domaines de sédimentation est une conséquence de la disparition progressive du disthène à l'Eocène supérieur. Comme auparavant, la zone des plus faibles teneurs en andalousite correspond à celle des plus fortes teneurs en disthène.

A l'Oligocène (Carte n° 14) l'andalousite est abondante dans tout le Sud du bassin.

c) Espèces labiles :

Les minéraux peu résistants aux altérations chimiques ou mécaniques n'offrent guère d'intérêt quant à la recherche de l'origine des matériaux anciens. Leurs aires de dispersion



CARTE 13: REPARTITION DE L'ANDALOUSITE A L'EOCENE SUPERIEUR.

ne peuvent être convenablement définies, car on ne retrouve plus ces minéraux que dans les faciès susceptibles d'avoir assuré leur conservation.

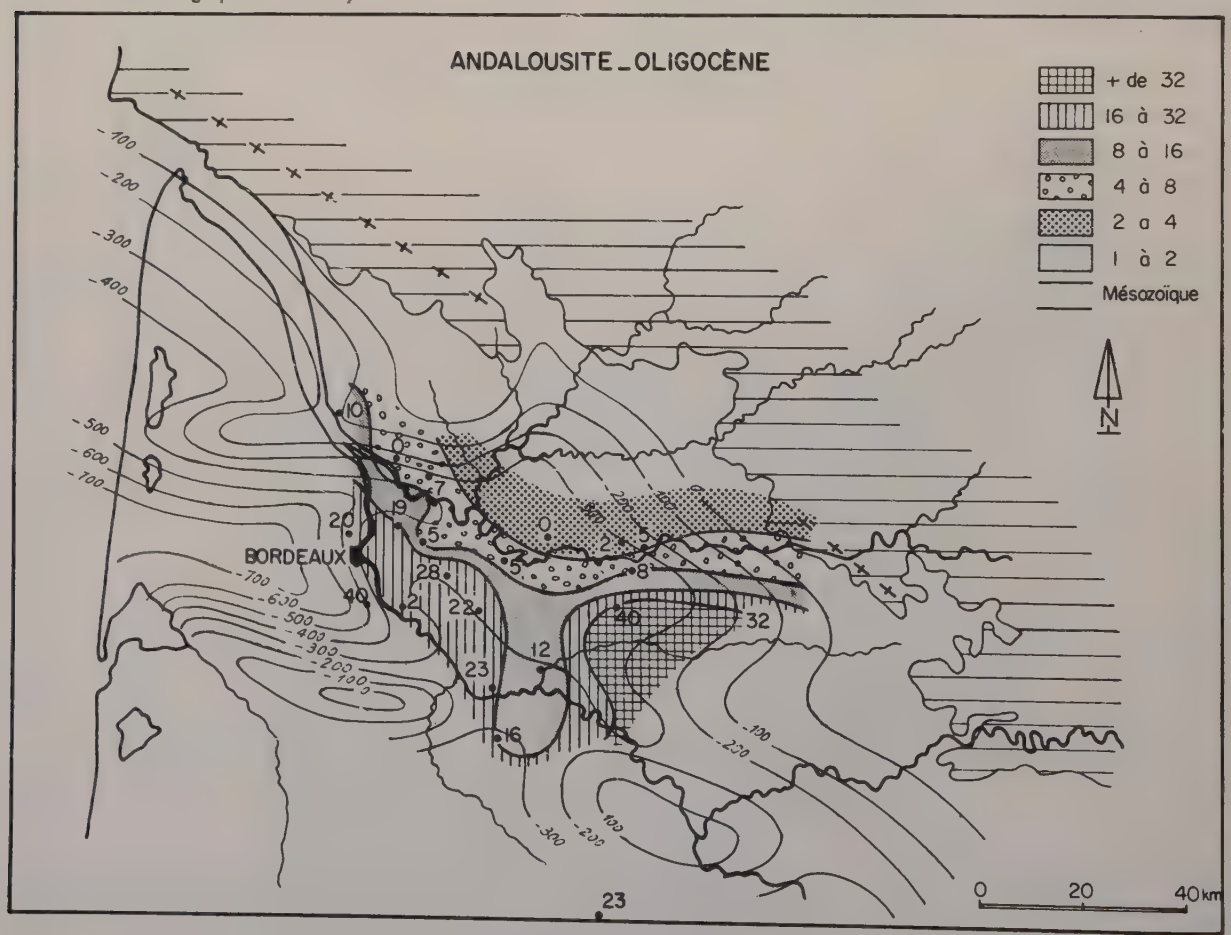
d) Nature et disposition des provinces distributives :

Ce terme introduit par BRAMMALL et défini par MILNER (1922), désigne «l'ensemble des roches ignées, métamorphiques et sédimentaires qui contribuent à la formation de sédiments à une époque donnée». Il concerne donc l'origine des matériaux sédimentaires. L'étude des minéraux lourds n est qu'un des aspects de la recherche de cette origine.

Après une étude des alluvions et des arènes actuelles à la périphérie du bassin d'Aquitaine, VATAN (1945) a opposé les caractères minéralogiques des Pyrénées et du Massif Central qui constituent deux provinces distributives bien distinctes. Les matériaux constituant les sédiments paléogènes dans le bassin nord-aquitain proviennent presqu'exclusivement du Massif Central. En effet, les épandages pyrénéens ne parviennent dans cette région qu'à la fin de l'Oligocène. C'est donc à la distinction de provinces distributives au sein du Massif Central que peut conduire cette étude.

Aux diverses périodes d'épandage, les associations de minéraux lourds caractérisent d'une manière assez constante trois provinces distributives.

Au Nord-Ouest du bassin nord-aquitain, une province qui correspondrait au bassin versant de la Charente actuelle. Libérant assez peu de matériaux généralement profondément altérés elle se caractérise par l'abondance relative de la staurotide et de l'andalousite.



CARTE 14 : REPARTITION DE L' ANDALOUSITE A L'OLIGOCENE.

Au Nord-Est, à l'emplacement des bassins actuellement drainés par la Dronne, l'Isle et la Dordogne, une province bien individualisée à partit de l'Eocène moyen par la prédominance des roches métamorphiques à disthène et à grenat.

Au Sud-Est, une province plus vaste, drainée par un réseau hydrographique préfigurant celui du Lot actuel, et fournissant des matériaux un peu différents, plus riches en grenat et en andalousite.

Cette étude de la répartition des minéraux lourds dans les sédiments éocènes ne donne toutefois que des indications très générales. Elle montre aussi combien la notion de province distributive est tributaire du procédé de mise en évidence graphique. Les proportions relatives des minéraux dans un cortège étant définies à partir d'un système clos de chiffres, les variations de ces proportions sont parfois exagérément amplifiées par suite du comportement particulier de l'un des constituants du cortège. C'est le cas du disthène et du grenat qui existent en extrême abondance dans les dépôts de piedmont de la bordure Sud-Ouest du Massif Central à l'Eocène moyen et à l'Eocène supérieur.

Les moindres proportions d'andalousite dans ces formations ne signifient pas que ce minéral est absent dans cette province. Nous l'avons trouvé en effet en grains non altérés dans les arènes peu évoluées que représentent les «sables du Périgord» à Vauclaire. En aucune manière les massifs pyrénéens ne peuvent avoir contribué à l'élaboration de ces dépôts continentaux.

3 - REPARTITION DES MINERAUX LOURDS ET EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN NORD-AQUITAIN :

L'analyse comparée de la répartition des minéraux lourds dans les diverses formations paléogènes apporte quelques précisions sur l'évolution paléogéographique, tant du bassin lui-même que de son cadre où sont élaborés les éléments terrigènes.

a) Le bassin :

Nous avons vu que la distribution des minéraux, disthène et andalousite en particulier, reflétait la permanence et le développement de motifs structuraux intéressant le fond du bassin tertiaire. Au cours du Paléogène, des zones subsidentes engendrent progressivement des dépressions alors que des accidents anticlinaux créent de nouveaux reliefs. Les sédiments terrigènes et thalassogènes se répartissent dans ces paysages dont ils traduisent indirectement les caractéristiques morphologiques essentielles.

Lorsque la topographie du bassin est bien contrastée, les divers domaines de sédimentation s'individualisent nettement par les caractéristiques sédimentologiques de leur remplissage. C'est le cas, au début de l'Eocène moyen, où les apports sableux à disthène dominant viennent occuper la dépression de la basse Dordogne, délimitée au Nord par l'anticlinal de Blaye-Listrac et au Sud par la zone de l'Entre-deux-Mers.

Au contraire, lorsque le bassin est pénéplané, la répartition des minéraux reste floue; c'est le cas au début du Tertiaire où la surface de régression du Crétacé supérieur n'a pas encore subi de déformations; c'est le cas encore à la fin de l'Eocène supérieur à la suite du comblement du bassin.

Dans le milieu marin se produit une certaine homogénéisation des cortèges de minéraux lourds, mais les courants responsables de la dispersion des éléments détritiques, conservent dans le temps une certaine permanence et peuvent donc être reconstitués assez aisément.

En milieu continental au contraire, les zones d'épandages sont souvent plus nettes, car bien localisées, mais la dispersion des minéraux est irrégulière et changeante au cours des temps géologiques. Aussi les direc-

tions de distribution sont-elles plus difficiles à préciser.

Nous avons montré que le disthène caractérise les apports détritiques sableux qui, tout au long du Paléogène, viennent du Massif Central combler la dépression de la basse Dordogne. L'andalousite au contraire reste abondante dans les zones hautes délimitant cette dépression, et le déplacement de son aire de dispersion, illustre l'évolution des reliefs qui la déterminent.

b) Le cadre du bassin :

L'évolution morphologique du cadre, autant que celle du bassin, règle l'abondance et la répartition des éléments détritiques. Mais elle règle aussi leur nature, qui dépend en grande partie de l'intensité des phénomènes d'érosion.

Si le relief des massifs avoisinants est vigoureux, le réseau hydrographique est susceptible de transporter dans le bassin des arènes grossières et chimiquement peu évoluées. Si le relief est estompé, les sédiments terrigènes seront plus fins, et, en principe plus dégradés.

Les contre-coups des orogenèses pyrénéenne et alpine ont été bien ressentis dans le Massif Central dont les surélévations successives ont été suivies de reprises d'érosion. C'est à ce phénomène que l'on doit attribuer aussi l'alternance des dépôts continentaux, des dépôts marins littoraux et des dépôts lagunaires dans le bassin nord-aquitain. A ces variations de faciès correspondent bien dans un même domaine de sédimentation, des variations mineures (car localisées) du cortège de minéraux lourds. Mais d'une manière très générale on observe un changement progressif des associations de minéraux lourds, sans rapport immédiat avec les variations lithologiques.

Dans l'ensemble du domaine étudié, les matériaux hérités au début du Tertiaire ont un cortège très résistant, ce qui correspond à la reprise par l'érosion, d'arènes très évoluées. Cette phase d'épandage est assez importante, car les dépôts qui l'illustrent sont largement étalés sur toute la surface exondée des terrains du Crétacé supérieur. Il est cependant difficile de préjuger de son intensité car elle se réalise dans un laps de temps assez long compris entre le Crétacé terminal et l'Yprésien. Par endroits, des terrains riches en minéraux de moyenne résistance ont été conservés sous les formations marines de l'Eocène inférieur. Cependant l'absence générale de feldspaths et de minéraux fragiles témoigne de l'existence d'un climat chaud et humide déterminant durant toute cette période une altération assez profonde des surfaces émergées.

Il semble qu'il en soit de même pendant tout l'Eocène inférieur où ne sont amenés dans le bassin que des éléments fins et résistants. De tels apports proviennent d'un continent pénéplané, recouvert de sols évolués, élaborés sous un climat chaud et humide, assez analogue, en fait, à celui du Crétacé supérieur.

Par la suite les reprises d'érosion successives qui affectent le continent, de l'Eocène moyen à l'Oligocène, amènent dans le bassin, un cortège de minéraux de moins en moins résistants. La part des arènes altérées, accumulées jusque là dans le domaine continental, diminue rapidement. Au cours de l'Eocène supérieur, on observe la disparition des apports détritiques grossiers et la prédominance des faciès argileux. On peut considérer qu'alors le relief est suffisamment atténué pour que les matériaux hérités reflètent réellement la nature des arènes élaborées sur le continent. Ceux-ci contenant d'assez fortes proportions de minéraux labiles (feldspaths, épidotes, hornblende) on doit admettre que le climat qui les a engendrés, s'il était chaud, était en tous cas peu humide.

L'atténuation des conditions d'altération climatique sur le continent au cours du Tertiaire, se traduit donc dans le bassin par un déplacement des associations de minéraux lourds (Fig. 15), du sommet vers la base de l'échelle de résistance «au lessivage» (weathering resistance) établie par DRYDEN & DRYDEN (1946) puis par SINDOWSKI (1949). Les fréquences moyennes des minéraux pour chaque subdivision du Paléogène, ont été calculées à partir de plusieurs séries réparties dans les divers domaines de sédimentation du bassin nord-aquitain. Les résultats ainsi obtenus n'ont qu'une valeur indicative bien qu'ils ne soient pas sensiblement modifiés par le mode de calcul.

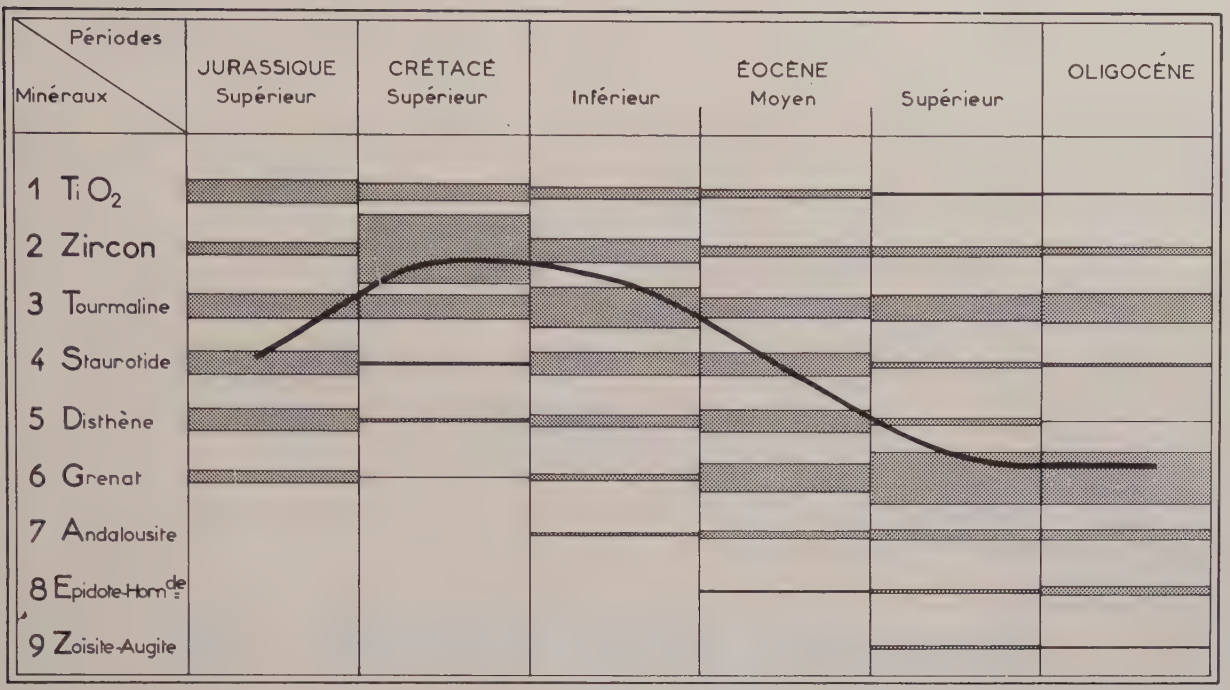


FIGURE 15 :

EVOLUTION DU DEGRE DE RESISTANCE DES CORTEGES DE MINERAUX LOURDS, DU JURASSIQUE A L'OLIGOCENE, DANS LE NORD DE L'AQUITAINE.

Nous avons complété ces observations relatives aux terrains paléogènes par celles intéressant les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé supérieur de l'anticlinal de Chapdeuil-La-Tour-Blanche (FAMECHON, 1961). Cet auteur avait observé une légère montée du cortège vers le haut de l'échelle de stabilité des minéraux préconisée par PETTIJOHN (1941) et considérait que cet appauvrissement en espèces moyennement resistantes était le résultat du remaniement des minéraux détritiques du Jurassique par la transgression du Crétacé supérieur.

Ce facteur d appauvrissement ne peut pas être pris en considération au Paléogène, où au contraire les faciès de transgression sont généralement caractérisés par un cortège de minéraux moins résistants que celui des terrains sous-jacents. Les dépôts marins en effet fossilisent et conservent des matériaux de plus en plus riches en éléments labiles. Ces derniers sont parfois détruits par dissolution intrastratale dans les faciès détritiques continentaux, intercalés dans les séries marneuses ou calcaires.

Il apparaît donc que les facteurs déterminant l évolution du cortège de minéraux lourds sont ici essentiellement d ordre climatique Du Jurassique au Crétacé supérieur, les conditions de l'altération continentale deviennent de plus en plus rigoureuses et correspondent à l installation d un régime de biostasie (ERHART, 1956) pendant le Crétacé supérieur. Les épandages détritiques qui se produisent durant le Paléogène auraient pour cause à la fois des rajeunissements du relief du Massif Central (liés à l'activité orogénique des Pyrénées et des Alpes) et des phénomènes de rhéxistasie (liés à une évolution climatique

Ainsi s'expliquent :

- La prépondérance, puis la diminution progressive des minéraux ubiquistes résistants (Ti 02, Zircon, Tourmaline.)

- L augmentation progressive des espèces moyennement résistantes

- L'apparition tardive des espèces labiles à la fin du Paléogène.

QUATRIEME PARTIE

LA SEDIMENTATION ARGILEUSE

CHAPITRE I

LES MINERAUX ARGILEUX

De par leurs dimensions réduites, les particules argileuses ont longtemps constitué un domaine d'observation difficilement accessible. L'étude de ces minéraux est en effet tributaire de techniques d'analyse particulières dont la mise au point a été progressivement réalisée au cours des trois dernières décades. Malgré les analogies de leur composition chimique et de leur structure en feuillets, ces aluminosilicates offrent une grande variété d'espèces minérales, en raison des substitutions d'ions susceptibles de se produire au sein de ces structures.

La minéralogie des argiles est l'objet d'ouvrages récents (GRIM, 1953, BROWN, 1961, CAILLERE et HENIN, 1963). Nous ne présenterons ici que les notions essentielles à une étude géologique des argiles. Dans les sédiments, ces minéraux sont à la fois les plus fréquents et les plus variables. Puis dans la mesure où les parts respectives des phénomènes d'héritage, de transformation et de néoformation pourront être précisées, l'étude des argiles nous apportera des arguments utiles à une interprétation paléogéographique des séries paléogènes du Nord de l'Aquitaine.

Dans cette tâche délicate deux ouvrages également récents concernant la transformation des minéraux argileux (LUCAS, 1964) et la Géologie des argiles (MILLOT, 1963) ont été pour nous des guides précieux.

Nous examinerons donc tout d'abord les techniques d'analyse que nous avons utilisées pour définir les associations de minéraux argileux. Puis la description et l'interprétation comparée des variations de composition du matériel des séries paléogènes, tant dans les coupes de forages que dans celles étudiées en affleurements, nous amèneront à une synthèse paléogéographique et lithostratigraphique.

1) TECHNIQUES D'ETUDE DES ARGILES :

L'observation individuelle des minéraux argileux est pratiquement irréalisable, les méthodes de séparation des minéraux ne permettent pas de les isoler des autres particules cristallines de même taille (quartz, feldspaths, argiles) auxquelles ils sont associés. On procède donc à l'analyse globale d'une population de cristallites où les minéraux argileux sont en majorité. L'expérience montre que les meilleurs résultats sont obtenus sur la classe granulométrique des particules de taille inférieure à 5 microns.

a) Choix des méthodes :

Bien que la recherche des conditions de genèse des minéraux argileux ait été

un des objectifs de ce travail, il n'a pas été possible, en raison de la nature des échantillons, de recourir à l'examen microscopique de plaques minces. Cette technique utilisée par KULBICKI (1956) est en effet plus adaptée à une étude de gisements qu'à une étude sédimentologique d'ensemble d'un bassin.

L'analyse chimique n'apporte des résultats pratiques que dans le cas où l'on dispose d'argiles pures. Des études statistiques ont montré la parenté chimique de ces roches silico alumineuses (CAILLERE, 1964) et même dans les cas favorables où l'on dispose de minéraux presque purs, on ne pourra pas toujours préciser leur formule structurale, à partir des seules données de l'analyse chimique. On sait en effet que les formules que l'on peut calculer sont d'autant plus exactes que le matériel analysé a une composition minéralogique plus simple. Il est difficile d'obtenir un résultat précis dans le cas de mélanges binaires, et à plus fortes raisons dans le cas, hélàs le plus fréquent, d'échantillons constitués de plusieurs minéraux argileux ou non. On trouve en outre, dans les roches sédimentaires, tous les stades de transformation des espèces minérales entre lesquelles les édifices interstratifiés constituent des termes de passage (LUCAS, 1962). Il convient plutôt de connaitre l'état d'organisation des minéraux argileux afin de définir le sens de ces transformations et leur place dans le cycle des silicates (MILLOT, 1963).

Les considérations de structure, sont donc essentielles et orientent notre choix vers les techniques d'analyse cristallographique.

b) Techniques utilisées :

Nous avons recouru à trois techniques qui sont complémentaires quoique d'un intérêt inégal :

1) Thermogravimétrie: Cette méthode est à elle seule insuffisante pour identifier les minéraux surtout lorsqu'ils se présentent en mélanges plus ou moins complexes. Elle apporte néanmoins d'utiles précisions sur l'état de cristallisation, et d'hydratation de minéraux identifiés par les autres techniques et en particulier par les les rayons X.

Nous avons utilisé une thermobalance D.A.M. équipée d'un enregistreur à deux voies, permettant l'inscription simultanée des variations du poids de l'échantillon et de la température du four. En fonction du temps, l'augmentation de la température de ce dernier est réglée par un variostat et mesurée par un couple de platine-platine rhodié.

La transcription de ces deux courbes à mêmes ordonnées en une courbe à deux ordonnées, traduisant les variations de poids en fonction de la température, est effectuée point par point; on trace également les pertes de poids, en $^{o}/_{o}$, en fonction de la température.

Ces courbes sont alors comparées à celles obtenues à partir de mélanges étalons, selon diverses vitesses d'échauffement.

2) Diffractométrie des rayons X: L'identification des minéraux argileux aux rayons X est une science relativement jeune dont l'utilisation pratique s'est développée rapidement au cours de la dernière décade, avec la mise au point des diffractomètres à enregistrement continu. Les fondements théoriques de l'interprétation des spectres sont souvent difficiles à appliquer, et la reconnaissance des minéraux argileux procède généralement de méthodes empiriques auxquelles leurs auteurs se sont efforcés de donner un support théorique.

Il ne faut pas perdre de vue en effet que nous avons généralement affaire à des roches et non à des minéraux isolés, tels que ceux étudiés par les cristallographes.

La détermination des minéraux argileux par diffractométrie X, n'est en fait qu'une opération de mesure des distances reticulaires, et plus particulièrement de la période principale, c'est-à-dire des espaces séparant les plans 001. Les meilleures conditions de mesure de ces distances sont réalisées avec des préparations où les phyllites sont orientées (BRADLEY, GRIM et CLARK, 1937). La position des raies obtenues dépend à la fois de la nature des feuillets silicatés et de celle des couches interfoliaires qui est très variable. Ni les feuillets, ni les couches interfoliaires ne sont parfaits, ce qui explique le peu de développement de ces cristaux argileux. Les faibles dimensions des cristallites, les distorsions de feuillets, les fluctuations statistiques des paramètres autour des valeurs moyennes d'un réseau qui serait parfait sont la cause de ce que les diffractogrammes d'argile ne présentent pas de véritables raies mais des

pics plus ou moins étalés dont le profil n'est même pas toujours symétrique. On peut cependant en première approximation interpréter le maximum de la raie comme correspondant à la dool la plus fréquente et montrer que les fluctuations des valeurs dool réelles autour de cette valeur moyenne ne sont pas considérables (10 °/o au maximum).

En outre, dans le cas où plusieurs minéraux sont mélangés, on observe souvent la superposition de divers pics, car l'épaisseur des feuillets fondamentaux est sensiblement du même ordre de grandeur. C'est pourquoi divers auteurs préconisent l'étude du comportement des feuillets et plus particulièrement des couches interfoliaires au cours de divers traitements, ce qui permet de caractériser un plus grand nombre d'espèces minérales. Ces traitements et leurs résultats ont fait l'objet d'exposés détaillés par leurs inventeurs. Nous rappellerons simplement ici ceux qui sont le plus généralement utilisés.

- Traitement par la chaleur: La méthode de chauffage à 550° C préconisée par BRINDLEY (1951) et utilisée de manière classique par de nombreux auteurs (LUCAS,CAMEZ et MILLOT, 1959), doit être nuancée dans certains cas comme nous le verrons par la suite.

- Attaque par HCl 13 N (RIVIERE et Coll. 1955): Elle a pour but la destruction sélective de la chlorite dans un mélange kaolinite-chlorite. L'efficacité de ce traitement est parfois contestable.

- Absorption de molécules organiques: Outre la montmorillonite, de nombreux minéraux ayant un espace basal compris entre 12 et 14 Å gonflent par absorption de glycérol ou de glycol (WALKER, 1958); ainsi sont décrites des «vermiculites gonflantes». Cette capacité d'absorption peut être annihilée par saturation préalable de ces minéraux par certains ions.

- Saturation préalable en ions alcalins: (BARSHAD, 1948; RIVIERE et Coll., 1955). La vermiculite saturée en ions Mg par une solution de MgC12 reste stable au glycérol; au contraire, en présence de CaC12 la distance dool passe à 15 Å . Le traitement par des ions NH4 permet de distinguer la chlorite, stable dans une solution de NH4C1 ou de NH4N03, de la vermiculite et de la montmorillonite dont les distances dool sont réduites à 11 ou 12 Å .

- Broyage avec de l'acétate de K: (KOJI-WADA, 1961) Ce traitement provoque l'extension des réseaux de la kaolinite et de la métahalloysite de 7 à 14 Å , mais seul est stable le composé de la métahalloysite qui peut être ainsi distinguée de la kaolinite. Ce traitement n'est pas utilisable lorsqu'on a affaire à un mélange de plusieurs minéraux argileux.

Tous ces traitements sont d'un utile recours pour l'identification des minéraux argileux, mais en raison des perturbations qu'ils introduisent dans la structure des cristaux, il convient de contrôler ces modifications par l'exécution de diagrammes de diffraction X sur des préparations témoins. Nous avons toujours réalisé un premier diagramme dit «normal», sur des argiles extraites mécaniquement par dispersion dans de l'eau déminéralisée, sans employer de défloculant. Après prélèvement des particules de taille inférieure à 2 microns par pipetage, le séchage des lames a été réalisé en étuve à une température inférieure à 70° C.

3) Microscopie électronique: L'emploi du microscope électronique pour l'étude des argiles remonte à une vingtaine d'années (HUMBERT & SHAW, 1941); depuis de nombreux chercheurs ont ainsi obtenu des résultats intéressants. La préparation des échantillons est très simple; la méthode décrite par KULBICKI (1957) nous a permis d'obtenir des images satisfaisantes.

On peut ainsi observer directement la forme des particules argileuses. Cette technique nous a permis par exemple de préciser la présence de minéraux fibreux tels que l'attapulgite qui, associée à de fortes proportions d'illite ne peut être distinguée avec certitude aux rayons X. C'est le cas également de l'halloysite dont la forme tubulaire des cristaux est un des meilleurs critères de reconnaissance en présence de fortes proportions de kaolinite (BRINDLEY, 1961).

Récemment, la mise en oeuvre des techniques de diffraction électronique a ouvert de nouvelles possibilités d'étude des minéraux argileux dont on peut examiner l'état de cristallisation ou d'altération, particule par particule (PEDRO, 1958; DELGADO, 1961). Cependant les possibilités de détermination des phyllites par microdiffraction électronique (ECKHARDT, 1958; OBERLIN et TCHOUBAR,

1959) sont encore limitées par des conditions d'appareillage (OBERLIN, 1962). Des données précises ont néanmoins été obtenues sur des phyllites de structure relativement simple par BRINDLEY et de KIMPE (1961), de KIMPE, et BRINDLEY (1961), OBERLIN et Coll. (1962).

2) *CRITERES D'IDENTIFICATION PRATIQUE DES MINERAUX ARGILEUX :*

a) Minéraux à deux couches :

KAOLINITE : Ce minéral argileux est à la fois le plus répandu et le plus stable. Les feuillets élémentaires, constitués par une couche de silice tétraédrique et une couche d'alumine octaédrique, ont une structure relativement simple. Ils se superposent directement sans ions intermédiaires, par les liaisons qui s'établissent entre un groupe oxhydrile de la couche octaédrique de l'un avec un atome oxygène de l'autre. L'espace interfoliaire se trouve donc «vide» et les feuillets sont neutres, ce qui explique la grande stabilité de ce minéral dépourvu de capacité d'échange.

Aux rayons X, la kaolinite est identifiée par son espacement basal de 7,15 Å (001) et de 3,58 Å (002), qui est insensible à l'éthylène-glycol, mais disparaît après chauffage à 550°C, ou pendant deux heures à 490°C. (LUCAS et JEHL, 1961).

Si la kaolinite est très abondante, on observe même dans le cas de préparations orientées un pic étalé aux environs de 4,14 Å correspondant aux familles de plans 111 (BRINDLEY, 1951). A l'examen de ces diagrammes

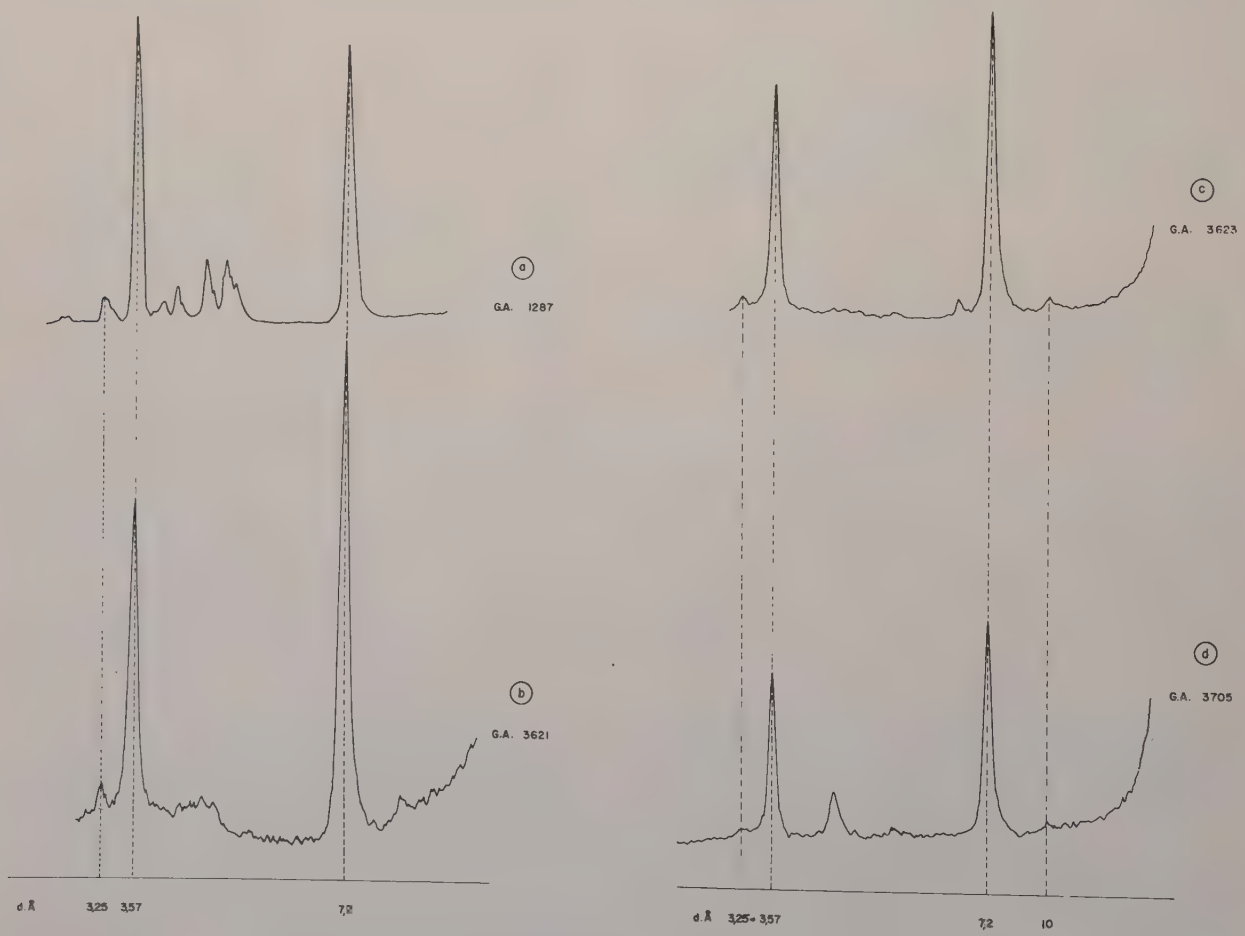


FIGURE 16 : DIFFRACTOGRAMMES DE KAOLINITE.

il n'est pas possible de distinguer la kaolinite des minéraux de même structure qui donnent un spectre de même type. Aussi avons-nous désigné de façon globale sous le terme de kaolinite tous les minéraux donnant des raies de même type que celles de la kaolinite (fig. 16).

HALLOYSITE : Ces minéraux sont constitués de feuillets ayant même composition et même structure que ceux de la kaolinite. Cependant ils se distinguent nettement de cette dernière par l'existence de plusieurs couches de molécules d'eau dans les espaces interfoliaires.

La forme la plus hydratée, de formule structurale $(OH)_8Si_4Al_4O_{10}4H_2O$) possède un espace basal voisin de 10,1 Å (HENDRICKS, 1938). La plus grande partie de cette eau interfoliaire peut être perdue de manière irréversible à la température ordinaire en milieu sec (BRINDLEY et GOODYEAR, 1948). En étudiant par diffraction aux rayons X les modifications subies en cours de déshydratation par une halloysite hydratée, HARRISON et GREENBERG (1962) montrent que les feuillets se déshydratent de façon instantannée, mais que la répartition des feuillets atteints par la déshydratation est désordonnée. Ils observent tous les termes de passage entre un espace à 10 Å et un espace à 7,25 Å , et considèrent que la figure de diffraction d'un cristallite donné dépend de la proportion relative des feuillets hydratés et non hydratés qui le composent.

Il est donc difficile dans les conditions habituelles d'analyse aux rayons X sur des échantillons relativement déshydratés, de distinguer des kaolinites mal cristallisées. L'halloysite peu hydratée se manifeste par un étalement du pic 001 entre 7,25 Å et 7,5 Å et un étalement correspondant du pic 002 au voisinage de 3,57 Å . Ces pics sont masqués par ceux de la kaolinite lorsqu'elle est présente. Lorsque l'halloysite est abondante, on observe une raie plus ou moins intense à 4,42 Å correspondant aux plans 020 et 111, qui dans les diagrammes se marquent le plus souvent par un plateau compris entre 4,40 et 3,50 Å (fig. 17). BRINDLEY (1961) considère que dans un mélange kaolinite-halloysite la présence d'halloysite ne peut être affirmée que dans le cas où l'intensité de la raie à 4,4 Å est égale au moins à la moitié de l'intensité de la raie 001. En l'absence de ces critères nous avons

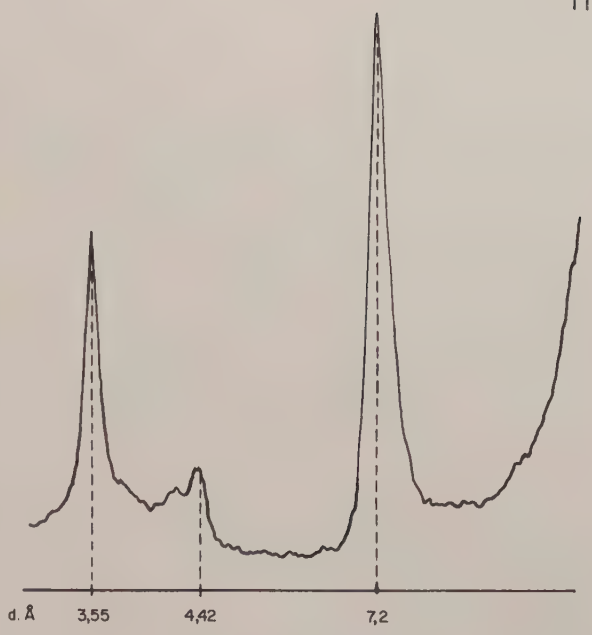


FIGURE 17 : DIFFRACTOGRAMME D'HALLOYSITE
(Carrière de Pagenal aux Eysies; éch. 9.796).

considéré que nous étions en présence de kaolinites plus ou moins bien cristallisées. Le diagnostic de l'halloysite aux rayons X est dans certains cas utilement complété par l'étude de la courbe d'analyse thermo-pondérale qui est à la fois plus régulière et plus oblique que celle de la kaolinite (ROSS et KERR in GRIM, 1954) et par un examen au microscope électronique qui révèle les formes enroulées des feuillets d'halloysite (BATES et alt. 1950, BRINDLEY, 1961).

En dehors de quelques gisements classiques bien déterminés (KULBICKI, 1957) nous n'avons pas rencontré d'halloysite dans les terrains paléogènes du Nord de l'Aquitaine.

b) Minéraux à trois couches :

ILLITE : En accord avec YODER et EUGSTER (1955) il est d'usage de grouper sous ce terme proposé par GRIM, BRAY et BRADLEY (1937) l'ensemble des minéraux argileux ayant une structure analogue à celle de la muscovite; on y observe tous les termes de passage, granulométriques et minéralogiques, entre le mica bien cristallisé et des particules de très petite taille, souvent dégradées, dont la compo-

FIGURE 18: DIFFRACTOGRAMMES D'ILLITE

a) illite pure, Blanquefort (G.A. 9.694). b) diverses valeurs du rapport i 001/ i 002.

sition et les propriétés passent à celles de montmorillonite (GRIM, 1962).

En dehors de quelques gisements classiques bien déterminés (KULBICKI, 1957) nous n'avons pas rencontré d'halloysite dans

Les feuillets de type muscovite sont constitués par une couche d'alumine octaédrique comprise entre deux couches de silice tétraédrique. Ils sont unis entre eux par des ions K+ jouant le rôle de couche interfoliaire, et logés à l'aplomb du centre des hexagones oxygène formés par la base des tétraèdres (RADOSLOVICH, 1960). La distance réticulaire entre les plans 001 de deux feuillets consécutifs est 10 A . La fixation des ions K+ interfoliaires, qui dans certains cas peuvent être remplacés par des ions Ca++ ou Mg++, est liée à la composition de la couche tétraédrique où, en particulier, la substitution d'ions Al aux Si crée des charges négatives à la surface du feuillet.

Dans la muscovite le rapport Al/Si dans la couche tétraèdrique est de 1/3; il est généralement inférieur, voisin de 1/6 dans les illites (GRIM, BRADLEY et BROWN, 1961). Dans la couche octaèdrique, seulement deux sites sur trois sont occupés par des ions Al trivalents. En ce cas la structure est dite «dioctaèdrique» (STEVENS, 1942). Le mica est «trioctaèdrique», si tous les sites octaèdriques sont saturés par des ions divalents, généralement du Mg (phlogopite). Aux ions Mg ou Al peuvent s'en substituer d'autres : Fe++, Mg++ dans la biotite (trioctaèdrique) par exemple.

A cause de ces variations, les caractéristiques des minéraux argileux illitiques diffèrent légèrement de celles de la muscovite.

Aux rayons X les raies hkl sont faibles et souvent absentes. Aussi, dans la pratique courante, les illites sont identifiées par leurs raies 001 à 10 Å (001), 4,98 Å (002) et 3,35 Å (003). Aucun déplacement de ces raies n'intervient après traitement au glycol et à la chaleur à 550°C. (fig. 18 a).

Si les illites sont relativement pures et pas trop mal cristallisées, la distinction de certaines formes type peut être effectuée (GRIM, 1953). La position de la raie 060 et l'intensité relative de la raie 002 sont habituellement utilisées pour distinguer les micas dioctaèdriques des micas trioctaèdriques (WALKER, 1950; MAUREL, 1963). GRIM, BRADLEY et BROWN (1951) ont observé les variations d'intensité relative des raies 001 en fonction des principales substitutions dans le réseau des micas. Si les substitutions de l'Al au Si dans les couches tétraèdriques affectent peu l'intensité des raies basales, les substitutions dans la couche octaèdrique ont plus d'importance. Pour les micas dioctaèdriques, on note tous les intermédiaires entre deux types extrêmes :

- le type «alumineux» où l'intensité des raies 001 et 002 sont du même ordre de grandeur; la raie 003 est nettement plus intense que la raie 001 (GRIM, 1953). Cependant l'intensité de la raie 003 est souvent augmentée par la présence de quartz.

- le type «ferrifère» où l'intensité de la raie 002 est très faible ou nulle.

BROWN (1955) a montré également d'un point de vue théorique, que le remplacement des ions K+ interfoliaires par des ions OH_3+ dans les micas, se traduit par une augmentation du rapport des intensités de raies $\frac{001}{002}$. Ainsi, à taux Al/Fe constant, la considération de ce rapport fournit des indications approximatives mais directes sur le degré de «lessivage» et la teneur en K des minéraux micacés des sols (WHITE, BRONSON et BAILEY, 1961) et des sédiments.

L'examen des minéraux illitiques provenant de sédiments d'âges et de faciès variés, a montré que les illites alumineuses se rencontrent dans des marnes accumulées sur place, sans avoir été dégradées (KLINGEBIEL et LATOUCHE, 1962). Au contraire, les micas «lessivés», pauvres en potassium (WHITE, BRONSON et BAILEY, 1961) proviennent toujours de terrains dépourvus d'éléments alcalins, comme les argiles à graviers de milieux fluvio-deltaïque, les sols lessivés, et certains dépôts lagunaires à vases organiques.

Divers types de ces illites sont donnés dans la figure 18 b. Ils se rencontrent au sein de marnes lagunaires ou marines de l'Eocène supérieur, rencontrées par le forage de Bordeaux-La Benauge. Les illites sont ici associées à des quantités sensiblement constantes de kaolinite de chlorite et de montmorillonite. Si les illites alumineuses sont parfois accompagnées de montmorillonite en assez forte proportion, il n'y a cependant aucune relation directe, car on rencontre ailleurs des illites ferrifères associées à de la montmorillonite.

Illites ouvertes : Les «illites ouvertes» ou «hydratées» (MILLOT, 1949) correspondent à des édifices interstratifiés constitués par des populations de cristallites illitiques plus ou moins appauvris en potassium (LUCAS, 1962); certains feuillets s'écartent et leur espacement passe à 14 Å, mais la majorité reste à 10 Å. La raie à 10 Å de telles argiles est fortement dissymétrique, étalée vers les petites angles; elle n'est pas modifiée par le glycol, mais devient symétrique après chauffage à 700°C. La dissymétrie vers les petits angles ne provient pas forcément d'un mélange de cristallites dont les d001 sont inférieures ou égaux à 10 Å. S'il en était ainsi, toutes les raies seraient également dissymétriques. La cause cristallographique de cette dissymétrie de la raie 001 indiquerait que dans chaque cristallite les valeurs de d001 fluctuent dissymétriquement autour d'une valeur moyenne (la valeur la plus fréquente étant nettement inférieur à la valeur moyenne) La décroissance de cette dissymétrie sur les raies d'ordre supérieur (TASTET, études en cours) montrerait l'existence de courbures des feuillets : l'image d'une «illite ouverte» dont les feuillets s'écartent les uns des autres, du centre vers les bords de la particule argileuse, représentant assez bien cette double condition.

Illites gonflantes : Ces minéraux décrits par RIVIERE, VERNHET et VAN der MAREL (1961) sous le nom d'amersoïte, ne peuvent être distingués des autres minéraux à trois couches susceptibles de gonfler au glycol, que par leur comportement particulier lors de divers traitements (au glycol et à la chaleur) en présence de différents ions, Ca, K, Na ou NH4, et par leur faible capacité d'échange de bases. Leur identification au sein des argiles sédimentaires est donc délicate et parfois incertaine; elle n'a pas été réalisée dans ce travail.

CHLORITE : Malgré la diversité de leur composition chimique (ORCEL, 1927) tous les minéraux de ce groupe ont le même schéma structural, constitué par l'alternance régulière d'un feuillet à trois couches du type talc et d'un feuillet de brucite. L'épaisseur totale de la maille unité est de 14 Å .

Des substitutions d'ions Al aux ions Si dans les feuillets trioctaèdriques créent un déficit de charge qui est compensé par des substitutions d'ions Al aux ions Mg dans les couches brucitiques.

De par la position des ions oxygène de la couche brucitique, à la verticale des ions Mg qui occupent le centre des octaèdres des feuillets adjacents (MATHIESON, 1958) les liaisons entre ces deux types de feuillets sont de nature ionique. Des ions étrangers ne peuvent pénétrer dans les espaces interfoliaires et les chlorites témoignent généralement d'une remarquable stabilité en présence de glycol, sauf dans le cas où la couche brucitique est altérée ou incomplète (BRINDLEY, 1961) cette stabilité est moindre, dool variant de 14 à 17 Å ; on a alors affaire à des chlorites gonflantes.

Si les différentes espèces minérales de ce groupe peuvent, à l'état pur, être identifiées par leurs diagrammes de diffraction X, la petite taille des chlorites argileuses et leur association avec des minéraux d'autres types rendent leurs caractéristiques moins nettes et leur reconnaissance difficile. Dans les diagrammes obtenus à partir de préparations orientées, la chlorite est identifiée par ses raies 00l :

001 à 14 Å
002 à 7,1 Å
003 à 4,7 Å
004 à 3,52 Å

Ces raies ne sont pas modifiées par un traitement au glycol ou un chauffage à 490°C (LUCAS et JEHL, 1961).

Par contre, après chauffage à 550°C pendant une heure, on constate la disparition des réflexions d'ordre pair.

La raie 001 à 14 A° est souvent masquée par celle de la montmorillonite à 15 A° et les raies 002 et 004 se juxtaposent

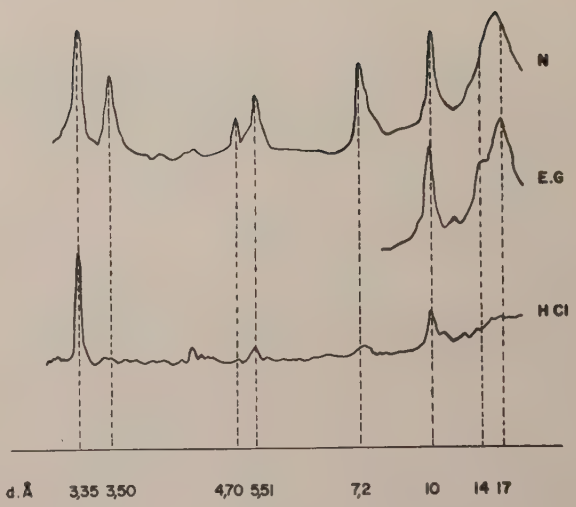


FIGURE 19 :
DIFFRACTOGRAMMES DE CHLORITE (MONSEGUR n° 7)

respectivement aux raies 001 et 002 de la kaolinite. Néanmoins, l'observation de la raie 003 est généralement suffisante pour confirmer la présence de minéraux chloriteux. Dans le cas du mélange kaolinite-chlorite la destruction sélective de la chlorite par l'acide chlorhydrique 13 N préconisée par RIVIERE et Coll. (1955) est souvent utile (fig. 19), bien que la validité de cette méthode soit parfois contestée. La stabilité de la raie 001 au glycol et à la chaleur distingue la chlorite de la montmorillonite; la stabilité à 550° la distingue de la vermiculite.

La distinction des différents types de chlorites aux rayons X est délicate. Tout au plus peut-on tenter, dans certains cas favorables, de distinguer les chlorites ferrifères des chlorites magnésiennes. Les chlorites riches en fer ont des raies 001 et 003 relativement faibles et sont donc moins bien décelées que les chlorites magnésiennes dans un mélange comportant de la kaolinite, car leurs raies 002 et 004 qui sont fortes se confondent avec les raies 001 et 002 de cette dernière. Par dissolution ménagée dans HCl dilué, les chlorites ferrifères sont plus rapidement détruites que les chlorites magnésiennes; aussi en l'absence ou en présence de petites proportions de kaolinite la diminution plus marquée des pics à 7 Å et 3,52 Å témoigne de la prédominance de chlorites ferrifères. Inversement, après attaque à l'HCl concentré la disparition des raies 001 et 003 alors que les raies à 7 Å et à 3,52 Å restent inchangées

laisse supposer que l'on avait affaire à un mélange de kaolinite et de chlorites magnésiennes.

Par traitement à la chaleur à 600°C, la raie 001 des chlorites ferrifères est nettement renforcée alors que la raie à 7 Å disparaît.

Tous ces traitements ne peuvent être réalisés lors des analyses de routine et n'ont été effectués que sur quelques échantillons favorables. Leurs résultats ne sont donnés qu'à titre indicatif, car l'interprétation géologique de ces données est encore trop conjecturale.

MONTMORILLONITE : Ce terme est habituellement utilisé pour désigner un ensemble de silicates hydratés, de composition chimique assez variée, qui donnent cependant le même diagramme de diffraction X que la montmorillonite définie par DAMOUR et SALVETAT en 1847, et qui ont probablement une structure de même type.

La classification des montmorillonites est maintenant basée sur les particularités de leur structure dont le schéma a d'abord été défini par HOFMANN, ENDEL et WILM (1933) puis modifié par divers auteurs. Le modèle de structure classique est celui de ROSS et HENDRICKS (1945), qui admet un feuillet à trois couches du type pyrophyllite. La formule chimique de tous ces minéraux peut alors être établie à partir de la formule générale, par substitution d'ions dans les tétraèdres et dans les octaèdres.

Cependant FRANZEN, MULLER-HESSE et SCHWIETE (1955) ont proposé un autre type de structure; le feuillet à trois couches ne serait pas centro-symétrique, mais au contraire les deux couches de tétraèdres seraient situées du même côté de la couche octaèdrique dont la face libre serait entièrement formée par des ions OH comme dans la kaolinite (Mac EWAN, 1961).

Quel que soit le type de structure, les substitutions à l'intérieur des octaèdres et des tétraèdres font apparaître à la surface des feuillets, des charges négatives qui sont compensées par les ions positifs des couches interfoliaires. La composition de celles-ci est très variable et dépend de plusieurs facteurs :

- de la nature de la montmorillonite,

- de la nature des cations échangeables présents dans le milieu,

- de la quantité d'eau absorbée (de 1 à 3 couches selon les cations et le degré hygroscopique,

- des réactions chimiques auxquelles le minéral a pu participer.

Les raies de diffraction basales donnent l'équidistance doo1 qui dépend directement de l'épaisseur des couches interfoliaires.

Les raies de diffraction correspondant aux plans hko qui sont caractéristiques de la structure des feuillets eux-mêmes, sont sensiblement les mêmes pour toutes les montmorillonites. On ne peut pas les observer par les méthodes habituelles, car les feuillets sont irrégulièrement empilés les uns sur les autres et donnent lieu au phénomène de diffraction par les réseaux bidimensionnels (LONGUET-ESCART, MERING et BRINDLEY, 1961). Ces raies ont pu être observées par MAC EWAN, (1961) à l'aide d'un dispositif de diffraction par transmission sur un échantillon orienté.

Les montmorillonites ont une capacité d'échange très élevée; elles sont susceptibles de renfermer dans leurs couches interfoliaires, des cations minéraux, des cations organiques ou des molécules neutres avec lesquels elles réalisent des complexes plus ou moins stables. Les variations offertes par les espaces interfoliaires sont donc considérables, mais de nombreux complexes sont stables et donnent des espacements réguliers lorsqu'il y a eu saturation.

En fonction de leur composition, les montmorillonites possèdent une, deux ou trois couches d'eau interfoliaire et leurs raies basales correspondantes témoignent d'un espacement de 12,4 Å , 15,4 Å ou 18,4 Å (BRADLEY, 1945 a).

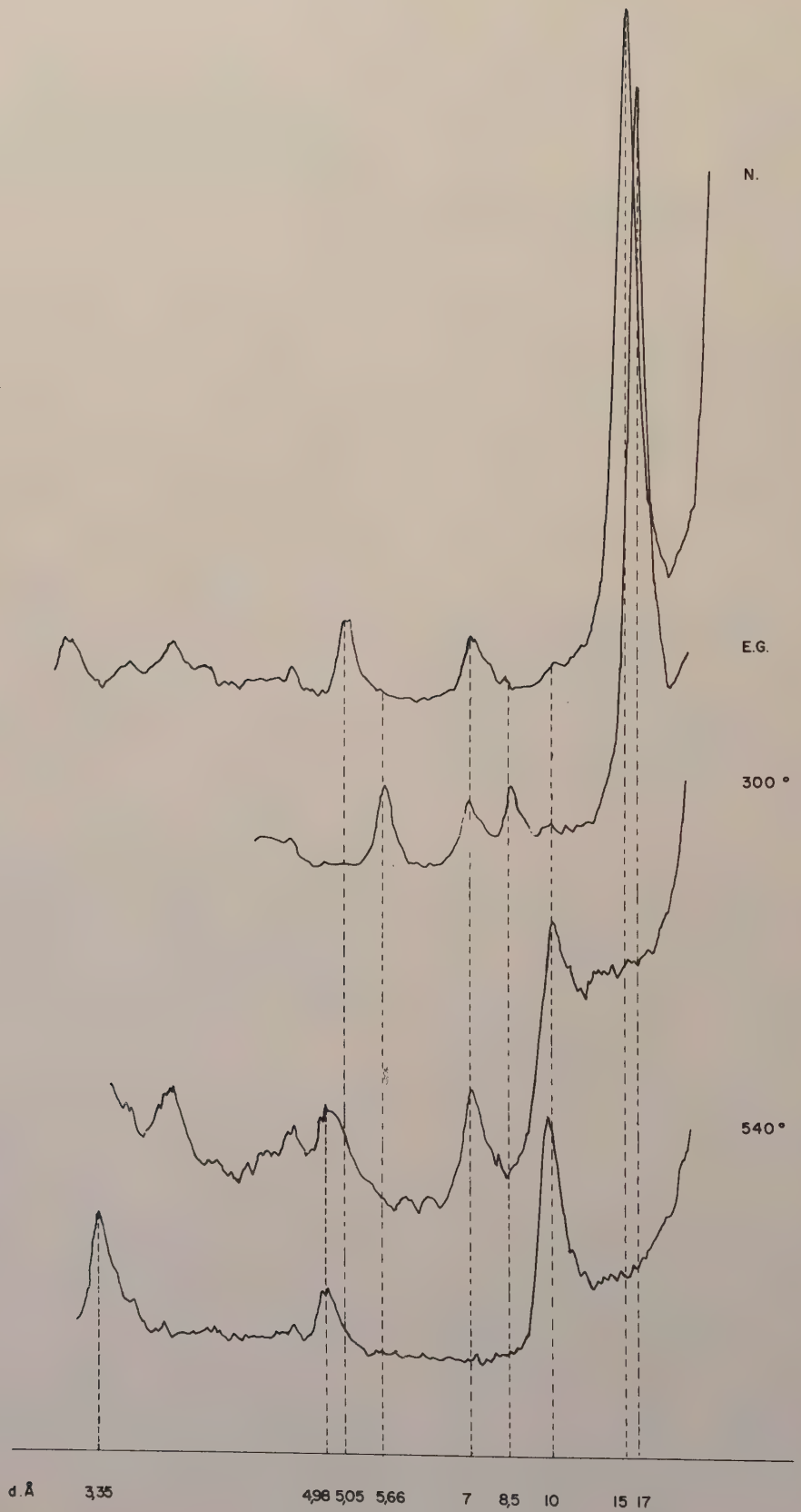


FIGURE 20 : DIFFRACTOGRAMMES DE MONTMORILLONITE (Malause).

Après leur mise en suspension dans l'eau et séchage à l'air à une température inférieure à 90°C, les montmorillonites extraites des sédiments ont généralement un espacement fondamental de 15,4 Å correspondant à deux couches d'eau interfoliaire et on peut observer sur les diagrammes, lorsque la montmorillonite est abondante, deux raies peu intenses et assez étalées aux alentours de 5,1 Å et de 3,05 Å (LUCAS, CAMEZ et MILLOT, 1959). Dans les mêmes conditions de préparation, on observe parfois des montmorillonites ayant un espacement de 12,4 Å, c'est-à-dire ne possédant qu'une couche d'eau interfoliaire.

Par traitement à l'éthylène glycol on obtient un complexe relativement stable (HOFFMAN et BRINDLEY, 1961) dont la raie basale à 17 Å est généralement plus nette et plus intense que celle du minéral non glycolé, et dont les raies basales d'ordre supérieur apparaissent avec plus de netteté. Soit : 002 à 8,5 Å, 003 à 5,65 Å, 004 à 4,40 Å et 005 à 3,50 Å.

Le traitement par des composés organiques permet en accentuant la raie 001 de détecter de petites proportions de montmorillonite qui autrement passeraient inaperçues dans des mélanges. Bien que d'autres minéraux que les montmorillonites soient parfois susceptibles de gonfler par absorption de glycol (chlorites et illites gonflantes), nous avons qualifié de montmorillonite tous les minéraux qui présentaient un déplacement de la raie 001 de 15,4 (ou de 12,4 Å) à 17 Å, sans préciser la nature et la composition des feuillets.

Par chauffage entre 100° et 200°C les montmorillonites perdent leurs couches d'eau interfoliaires et leur espacement basal passe à 9,4 - 10 Å, la valeur exacte dépendant de la nature des ions interfoliaires. Cette déshydratation est irréversible si le chauffage atteint des températures plus élevées; on n'observe plus alors qu'une raie aux environs de 10 Å et une autre à 5 Å (fig. 20).

Pour les «dosages» c'est la raie 001 à 15,2 Å et éventuellement à 12,4 Å qui a été prise en considération.

VERMICULITE : L'individualité de ce minéral défini par GRUNER (1954) réside, non pas dans la structure des feuillets qui sont du type talc, mais dans leur mode d'empilement; dans la vermiculite typique, d'origine métamorphique, ces feuillets sont reliés entre eux par des molécules d'eau, à raison de huit par cellule unité, et sont décalés de 1/3 dans la direction a, et de façon désordonnée dans la direction b (HENDRICKS et JEFFERSON, 1938). L'épaisseur des couches d'eau interfoliaires dépend du degré d'hydratation, mais aussi de la nature des cations qui les saturent. Dans les vermiculites magnésiennes étudiées par MATHIESON (1958) l'organisation de la couche interfoliaire est comparable à celle des chlorites et la vermiculite présente un espacement basal à 14 Å.

Des vermiculites ont été trouvées dans les argiles des sols (MAC EWAN, 1948), des sédiments actuels (GRIM, DIETZ et BRADLEY, 1949) et des sédiments anciens (MILLOT, 1949). Leur identification y est délicate, et «les critères de définition et de reconnaissance de ces minéraux dans les sols et dans les sédiments sont de plus imprécis. Il semble que l'on rassemble sous ce terme, de nombreux minéraux intermédiaires entre les différents minéraux phylliteux dont les feuillets du type micacé, Te-Oc-Te, sont reliés entre eux d'une manière lâche et irrégulière, avec un empilement désordonné» (LUCAS, 1962).

Nous n'avons que très rarement rencontré ce minéral dans les terrains paléogènes; nous n'en avons donc pas tenu compte dans notre étude générale sur la répartition des argiles.

c) Minéraux fibreux (Série des palygorskites) :

Les minéraux de cette série de silicates magnésiens sont caractérisés par leur structure phylliteuse découpée. Les fibres sont constituées de feuillets élémentaires du type Te-Oc-Te allongés suivant l'axe c, et formant des rubans parallélépipédiques, disposés en quinconces, qui sont reliés entre eux, le long de leurs arêtes, par des ponts oxygènes (BRADLEY, 1940). Chaque ruban comporte en effet deux couches d'ions Si en coordination tétraèdrique, encadrant une couche d'ions Mg ou Al en coordination octaèdrique. Sur les bords des feuillets, les radicaux OH sont neutralisés par des protons donnant l'eau liée. Les espaces interfoliaires contiennent de l'eau zéolitique.

Deux types de minéraux diffèrent par la composition de leur cellule unité :

a) ATTAPULGITE : Les rubans comportent 5 positions octaèdriques (fig. n° 22), ce qui correspond à l'association de deux chaînes de type amphibole. Les canaux interfoliaires contiennent 4 molécules d'eau zéolitique et 2 molécules d'eau liée par cellule unité (CAILLERE et HENIN, 1961).

b) SEPIOLITE : Les rubans comportent 8 positions octaèdriques ce qui correspond à l'association de 3 chaînes de type métasilicate (BRAUNER et PREISINGER, 1956). Les espaces interfoliaires comportent 8 molécules d'eau zéolithique et 2 molécules d'eau liée par cellule unité.

Bien que la composition chimique de ces minéraux varie sensiblement par suite de substitutions fréquentes affectant les ions en position octaèdriques, et parfois aussi les ions Si tétraèdriques (CAILLERE et HENIN, 1961), on ne constate pas de modifications profondes des spectres de rayons X. De même la stabilité de ces structures en fonction de l'humidité relative jusqu'à une température voisine de 300°C, rend l'identification de ces minéraux argileux relativement aisée aux rayons X. Nous avons utilisé les critères de reconnaissance préconisés par LUCAS, CAMEZ et MILLOT (1959); soit pour un échantillon «normal» :

Pour l'attapulgite (fig. 21) : observations des raies à

10,5 Å - 6,44 Å - 5,42 Å - 4,49 Å - 4,18 Å et 3,69 Å .

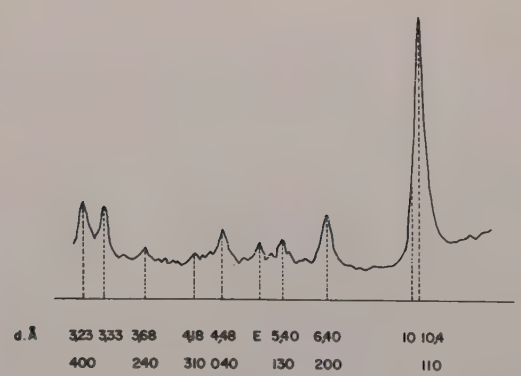


FIGURE 21 :
DIFFRACTOGRAMME D'ATTAPULGITE (Roque de Thau).

Pour la sépiolite : observation des raies à 12 Å - 7,6 Å - 5 Å - 4,60 Å et 3,82 Å .

Ces minéraux sont insensibles à l'éthylène-glycol.

Par traitement à la chaleur (à 550°C), la raie à 10,5 Å de l'attapulgite passe à 10 Å tandis que les autres disparaissent. La raie à 12 Å de la sépiolite est progressivement relayée entre 400 et 500°C par une raie à 10 Å tandis que les autres raies s'affaiblissent puis disparaissent.

Lorsque ces minéraux sont peu abondants dans un mélange, leurs raies sont masquées. Leur identification a alors été confirmée par l'observation des fibres au microscope électronique.

d) Minéraux argileux interstratifiés :

Les minéraux argileux simples sont caractérisés à la fois par la composition et la structure des feuillets élémentaires et par leur mode d'association, c'est-à-dire par la nature des couches interfoliaires. L'ensemble de ces deux éléments détermine la période caractéristique de l'espèce minérale.

Cependant, il est de nombreux cas où l'on trouve au sein d'une même cristallite, divers types de feuillets et divers modes d'association de ces feuillets, le degré d'organisation de la particule pouvant être très variable. De telles structures «interstratifiées» avaient été reconnues depuis longtemps dans les argiles des sols (MAC EWAN, 1948) et dans les roches sédimentaires (MILLOT, 1949). Leur étude a été entreprise ces dernières années par de très nombreux auteurs. Nous passerons simplement en revue les principes directeurs essentiels à cette étude, sur la base des récentes synthèses relatives à ce sujet (MERING, 1949; KUBLER, 1961; MAC EWAN, RUIZ-AMIL et BROWN, 1961; LUCAS, 1962).

Il convient de distinguer les interstratifiés accidentels, les interstratifiés irréguliers et les interstratifiés réguliers.

- Un «interstratifié régulier», représente une succession régulière de deux feuillets de structure différente, telle que la succession

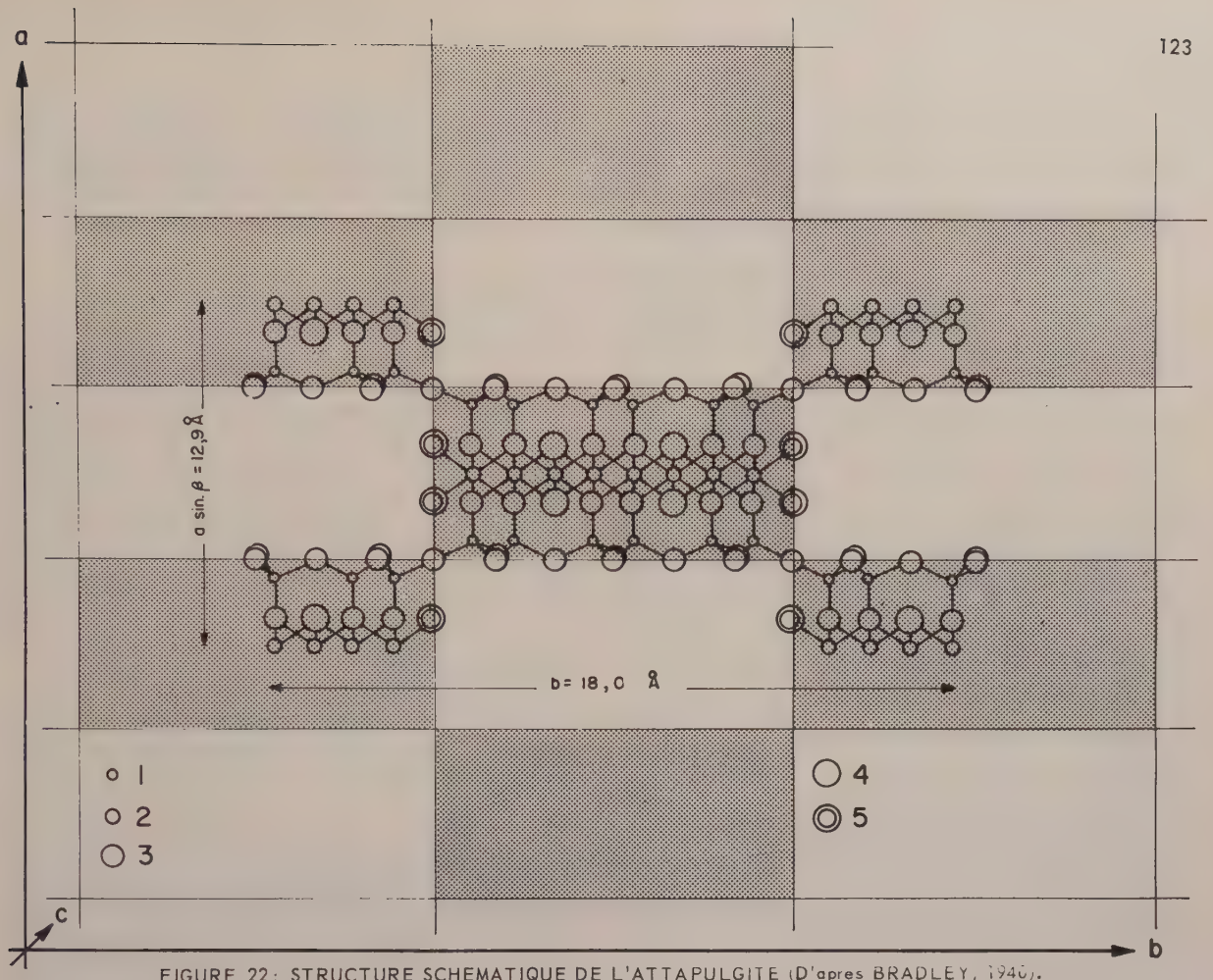


FIGURE 22: STRUCTURE SCHEMATIQUE DE L'ATTAPULGITE (D'apres BRADLEY, 1940).

1 : Silicium; 2 : Mg ou Al; 3 : Oxygène; 4 : Oxhydrile; 5 : OH2.

de talc et de brucite dans la chlorite, ou que celle de vermiculite et de pyrophyllite dans la rectorite par exemple.

- Un interstratifié irrégulier représente une succession irrégulière de deux sortes de feuillets, et aucune périodicité ne peut être définie. Le rapport n/m entre les feuillets de l'une et l'autre espèce n'est pas stoechiométrique: c'est un nombre quelconque. Un tel édifice est cependant caractérisé par une certaine stabilité.

Entre interstratifié régulier et irrégulier il y a la même différence qu'entre une surstructure ordonnée et une solution solide désordonnée. Tous les cas intermédiaires peuvent se rencontrer.

- Un interstratifié accidentel, ou «interstratification banale» (SABATIER, 1962) est relativement instable; des traitements chimiques légers peuvent soit en provoquer la formation, soit le détruire.

Le diagramme de rayons X d'un interstratifié régulier fait apparaître une raie 001 dont l'équidistance est égale à la somme des équidistances fondamentales des deux constituants.

- Le diagramme de rayons X d'un interstratifié irrégulier est caractérisé par une première raie basale ordinairement élargie, dont la position, variable avec le rapport n/m est intermédiaire entre celle des raies 001 des constituants. De plus les raies 002, 003, etc. ne correspondent pas exactement à 1/2 d001, 1/3 d001, etc. Il est souvent difficile de déterminer la nature des constituants principaux et la composition du rapport n/m d'un interstratifié. On remarquera qu'un minéral argileux pur est déjà une succession périodique régulière de feuillets A et de couches interfoliaires

a. Lorsque deux feuillets A et B se succèdent, la couche interfoliaire n'est plus identique ni à a, ni à b, c'est une nouvelle couche c, qui peut présenter une épaisseur et des propriétés différentes de celles de a et de b. Les «édifices interstratifiés» ne peuvent donc être considérés comme un empilement de minéraux simples, puisque la nature des minéraux constituants ne peut être définie.

Tous les feuillets silicatés à trois couches susceptibles de s interstratifier ayant sensiblement la même épaisseur, la position des raies de diffraction par les édifices interstratifiés dépend donc de la nature des espaces interfoliaires. Tenant compte des propriétés essentielles des couches interfoliaires et de leur comportement au glycol et à la chaleur, LUCAS (1962) a défini six types de feuillets susceptibles d être reconnus dans les édifices interstratifiés:

- type 10 : espacement de 10 Å stable à la chaleur et au glycol comme une illite.

- type 14c : espacement de 14 Å stable à la chaleur et au glycol comme une chlorite.

- type 12m : espacement de 12 Å gonflant au glycol et s écrasant à la chaleur comme une montmorillonite 12 Å

- type 14m : espacement de 14 Å gonflant au glycol et s'écrasant à la chaleur comme une montmorillonite 14 Å

- type 14v : espacement de 14 Å stable au glycol mais s écrasant à la chaleur comme une vermiculite.

- type 14g : espacement de 14 Å stable à la chaleur mais gonglant au glycol comme une chlorite gonflante.

En l'état actuel des possibilités d'analyse on ne peut espérer mieux qu'une estimation de la nature probable des éléments interstratifiés (MERING, 1962); cette estimation est souvent rendue délicate parce que ces édifices interstratifiés font partie de mélanges de divers minéraux argileux avec lesquels ils offrent tous les termes de passage.

Dans les terrains paléogènes du Nord de l'Aquitaine, nous n'avons que très rarement rencontré des édifices interstratifiés remarquables. Nous nous sommes donc contentés d'indiquer leur présence éventuelle ainsi que la nature probable des éléments constitutifs.

3) DOSAGE DES MINERAUX ARGILEUX :

Les méthodes de dosage les plus couramment utilisées sont basées sur l'analyse des diagrammes de diffraction aux rayons X. Elles peuvent être utilement complétées par l'interprétation des courbes d'analyse thermopondérale ou thermique différentielle, et les résultats d'analyses chimiques (HOFFMANN, 1956).

a) Dosage absolu :

Un dosage absolu des minéraux argileux par diffraction des rayons X rencontre de nombreuses difficultés (BRINDLEY, 1961).

1) difficultés techniques: L'énergie diffractée dépend de la source de rayons incidents, de l'optique de l'appareillage utilisé, du mode de comptage des impulsions, toutes conditions qu'il est difficile de stabiliser rigoureusement et d'utiliser de manière identique lors d'expérimentations variées, adaptées à des buts de recherche parfois un peu différents. Cette énergie dépend aussi du mode de préparation de cet échantillon. De manière à réduire le plus possible l'influence de ce dernier facteur, nous avons toujours simplifié les opérations de préparation qui ont été réalisées de manière toujours identique.

2) difficultés théoriques: Dans le cas (fréquent) de mélanges de plusieurs minéraux, l'intensité d'une raie de diffraction ool n'est pas directement proportionnelle à la concentration d'un minéral dans le mélange. Outre les corrections qu'il faudrait effectuer en tenant compte du facteur de Lorentz (polarisation), des facteurs de structure et des absorptions des rayons X, il convient de tenir compte du fait que cette intensité peut être sensiblement modifiée lorsque les phyllites argileuses ne sont pas absolument dépourvues d'orientation ou parfaitement orientées. De plus, les résultats acquis par ces techniques rigoureuses, ne donnent pas pour autant la teneur réelle de la roche en un minéral argileux déterminé,

mais seulement la proportion de ce minéral dans la classe granulométrique des particules soumises à l'analyse.

b) Dosage relatif :

Afin de mettre en évidence les variations de composition du matériel argileux dans une série, et de pouvoir comparer ces séries entre elles, il nous a paru utile de procéder à une estimation quantitative systématique de l'abondance relative des divers minéraux argileux de la fraction granulométrique inférieure à 0,005 mm.

Les différentes argiles étant identifiées par leurs raies 001, on admet que pour des préparations orientées, l'intensité relative de la raie 001 est proportionnelle à l'abondance du minéral considéré dans la préparation. Cette intensité correspond en principe à la surface de la raie, prise au-dessus du «bruit de fond» dont la valeur peut être déterminée d une manière empirique à partir de mélanges analogues à ceux que l on veut étudier (PINSAK et MURRAY, 1960).

Dans la pratique courante, on mesure plus simplement la hauteur des raies, en considérant qu elles ont toutes sensiblement la même largeur relative, et on applique la «méthode des rapports, (KUBLER, 1962) qui permet d'exprimer d une manière chiffrée (peut-être inexacte mais fidèle), les variations de la fractions argileuse.

1) Principe de la méthode des rapports : On calcule la somme des intensités relatives à chaque minéral présent dans le mélange, et le rapport des intensités partielles à cette somme donne la proportion des différents minéraux dans la préparation.

Par commodité, cette proportion est exprimée en pourcentage, mais ces valeurs n'expriment en réalité qu'un ordre de grandeur

2) Réalisation pratique : Les mesures sont effectuées en principe sur le diagramme «normal» pour les pics suivants :

15 Å pour la montmorillonite à 2 couches d'eau.
12 Å pour la montmorillonite à 1 couche d'eau et la sépiolite.
10,5 Å pour l'attapulgite.
10 Å pour l'illite.
7 Å pour la kaolinite et la chlorite réunies.

L'attribution de ces pics est basée sur la comparaison des diagrammes obtenus à partir de l'échantillon «normal», glycolé, et chauffé. Dans le cas où on a affaire à des minéraux mal cristallisés (pics écrasés), ou à des édifices interstratifiés donnant des «plateaux» les mesures sur le diagramme «normal» n'ont plus de signification; nous avons alors procédé à une appréciation empirique d'après le comportement des raies au cours des divers traitements d'identification

3) Dosage de la kaolinite et de la chlorite : Tous les échantillons contenant de la chlorite contenaient aussi de la montmorillonite. Il était alors difficile d'apprécier exactement l'intensité réelle du pic 001 à 14 Å de la chlorite, masqué par le pic à 15 Å de la montmorillonite. En outre en raison de la variabilité de cette raie en fonction de la composition des chlorites, nous avons préféré doser l'ensemble kaolinite-chlorite par mesure du pic à 7 Å, puis estimer les proportions de ces deux minéraux par comparaison des pics 002 de la kaolinite à 3,57 Å et 004 de la chlorite à 3,50 Å (PINSAK et MURRAY, 1960). Cette méthode statistiquement plus juste (KUBLER, 1962) évite de surestimer la proportion de la kaolinite et de la chlorite et de fausser ainsi les proportions des autres minéraux; elle n'est cependant pas utilisable lorsque la proportion relative de l'un de ces deux minéraux est inférieure à 20 %, car alors le pic 002 de la kaolinite masque le pic 004 de la chlorite et réciproquement. En ce cas les traces de l'un ou de l'autre de ces deux minéraux ont été estimées sur la base des données des autres pics et de leur comportement lors de divers traitements, glycolage, chauffage, attaque par HCl. Un exemple de l application de cette méthode est donné dans la figure 23, relative à des formations argileuses de l Oligocène inférieur (Bassens-la-Parqueyre)

4) Limites d'utilisation de la méthode : Une telle méthode de dosage n'est pas exacte, mais elle est relativement fidèle. Elle autorise une «expression chiffrée» de l'abondance apparente des minéraux argileux, et s'avère plus commode pour mettre en évidence les variations de la répartition de ces minéraux, que des «locutions verbales» compliquées autant que subjectives.

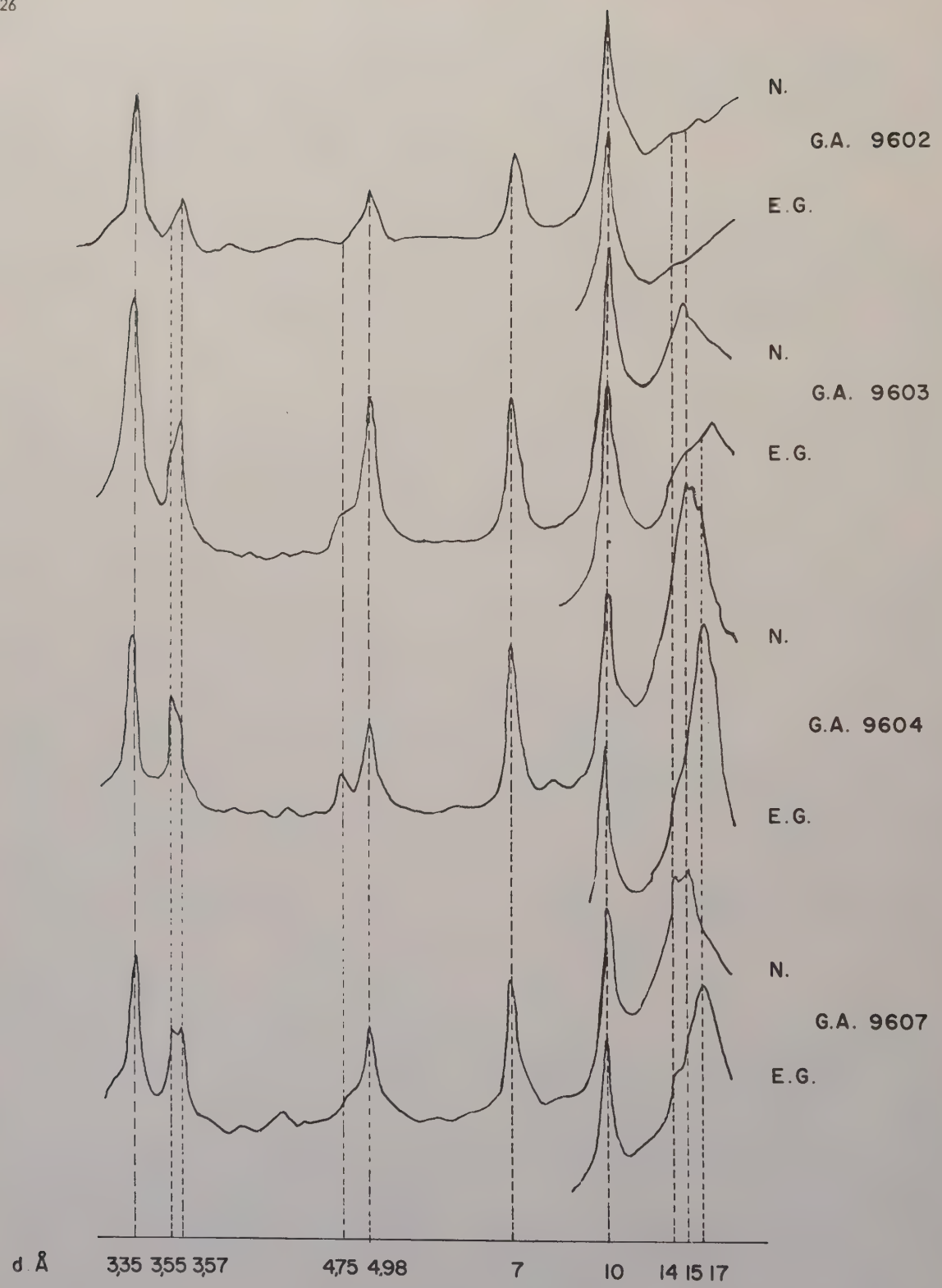


FIGURE 23 :

DIFFRACTOGRAMMES DE MELANGES NATURELS KAOLINITE-CHLORITE.

CHAPITRE II

LES SEDIMENTS ARGILEUX DANS LE PALEOGENE NORD-AQUITAIN

Dans le nord de l'Aquitaine, les affleurements de terrains paléogènes sont trop dispersés et d'extension trop réduite pour que l'on puisse reconstituer valablement une série représentative de l'ensemble de cette période. En outre, ils ne concernent généralement que des faciès de bordure dont la signification stratigraphique est mal précisée.

Il convient de définir et de dater, au centre du bassin, dans les séries marines reconnues par forages, les diverses étapes de la sédimentation terrigène au cours du Paléogène. Dans la mesure où les périodes d'épandage détritiques particulières peuvent être caractérisées par la nature de leurs composants argileux, il nous est alors possible de recadrer les affleurements dans le contexte stratigraphique et paléogéographique d'une sédimentation continue.

A l'occasion de cette étude nous nous proposons d'étudier également les modifications subies éventuellement par la fraction argileuse en fonction des conditions de sédimentation et de conservation (héritages, néoformations, transformations et diagénèses) ainsi que la signification stratigraphique et paléoclimatique de certains minéraux ou associations de minéraux argileux.

(A)

ETUDE DES COUPES DE FORAGES

Parmi les nombreuses coupes de forages que nous avons été amené à analyser, nous avons choisi de présenter en détail celles qui intéressent des séries relativement complètes dans les domaines de sédimentation différents (KLINGEBIEL, 1962; KLINGEBIEL et VIGNEAUX, 1964):

- Domaine de sédimentation marine permanente: Forages de Bordeaux-La-Benauge, Pessac-Université, Bassens et Saint-Vivien-de-Médoc.

- Domaine de sédimentation marine littorale à apports terrigènes dominants: Forages de Blaye, Moulon, Auriac et Grignols.

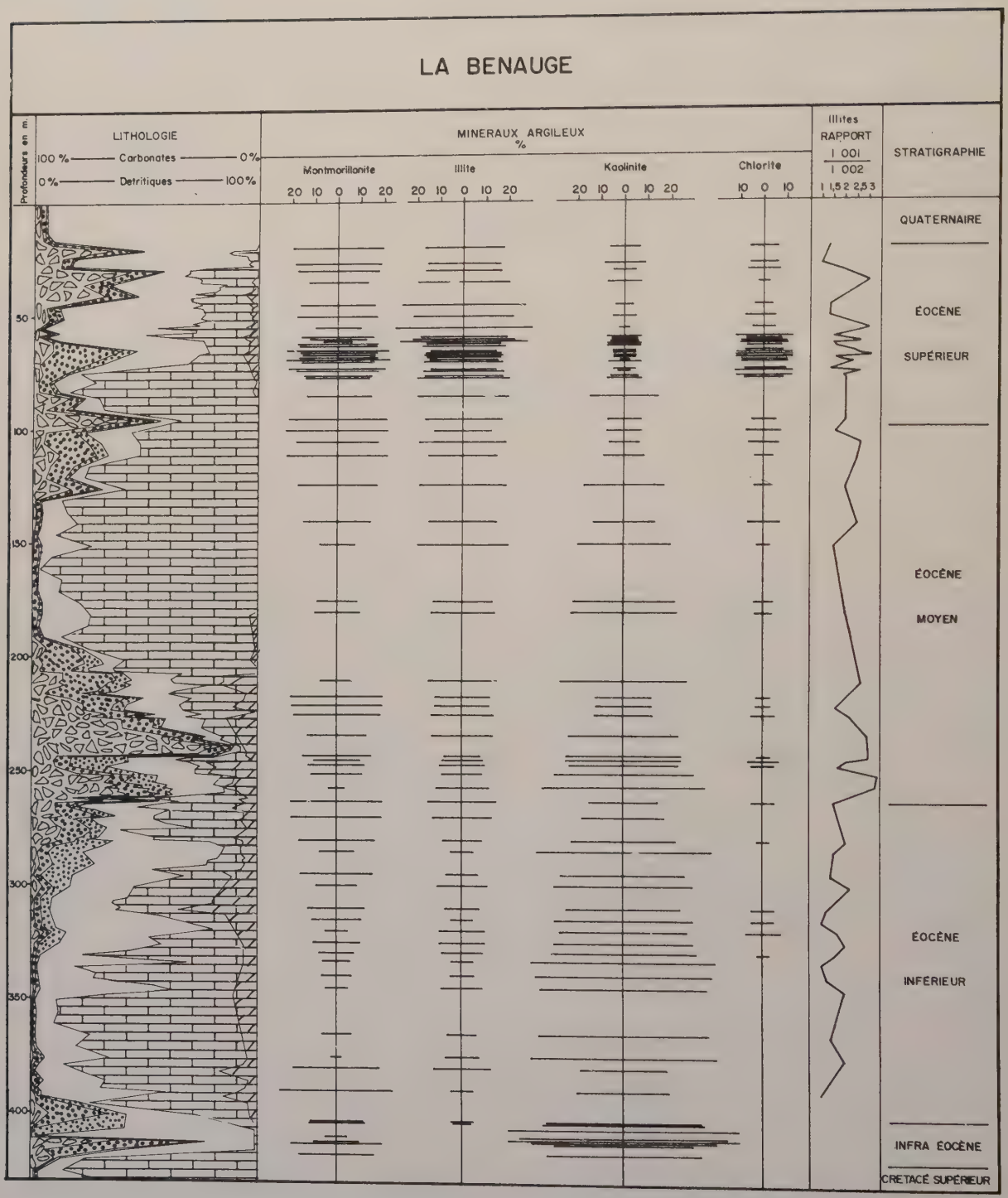


FIGURE 24 :
NATURE DES ARGILES DANS LE FORAGE DE BORDEAUX - LA BENAUGE.

- Domaine de sédimentation continentale terrigène: Forages de Coutras et Sainte-Foy-la-Grande.

- Domaine de sédimentation lacustre: Forage d'Issigeac.

La situation de ces forages est indiquée sur la carte n° 17.

1) Forage de Bordeaux-La-Benauge: Cette coupe de forage, particulièrement bien échantillonnée, se prête à une étude détaillée des formations éocènes dont la série est ici presque complète, le toit des calcaires crétacés ayant été atteint à la profondeur de 418 mètres. L'âge des divers niveaux est relativement bien connu à la suite d'études micropaléontologiques intéressant l'ensemble de la coupe (DUCASSE, 1962; VEILLON, 1962) ou particulières à certains niveaux de l'Eocène supérieur (PUJOS, 1962).

La composition de la fraction argileuse (fig. 24) ne témoigne pas de variations brusques et considérables; cependant elle illustre bien au sein des diverses séquences sédimentaires, les modifications générales de l'héritage et du milieu de sédimentation dans cette partie du synclinal de Bordeaux.

Dépôts continentaux infra-éocènes: A la base de la coupe, au contact des calcaires du Crétacé supérieur, reposent des argiles sableuses, gris noirâtre (de 418 à 409,60 m de profondeur) dont une carotte a été prélevée. Elles sont composées de kaolinite et de montmorillonite à l'exclusion de l'illite (fig. 25, 417,30 m). Ces argiles sont recouvertes par des argiles sableuses brunes et rouge lie de vin (de 403,50 à 409,30 m), exclusivement kaoliniques à la base, mais contenant à leur sommet (de 403,50 à 399 m) de petites proportions de montmorillonite et d'illite (fig. 25, 402,90 m).

Eocène inférieur: Dans les formations marines de l'Eocène inférieur, la kaolinite domine nettement quel que soit le faciès. Elle est accompagnée de montmorillonite dans les calcaires marneux et les calcaires à Nummulites qui représentent (de 399 à 395 m) la phase marine d'une première séquence sédimentaire. Il en est de même dans les marnes gris-verdâtre (de 395 à 392 m) qui constituent le terme supérieur de cette séquence.

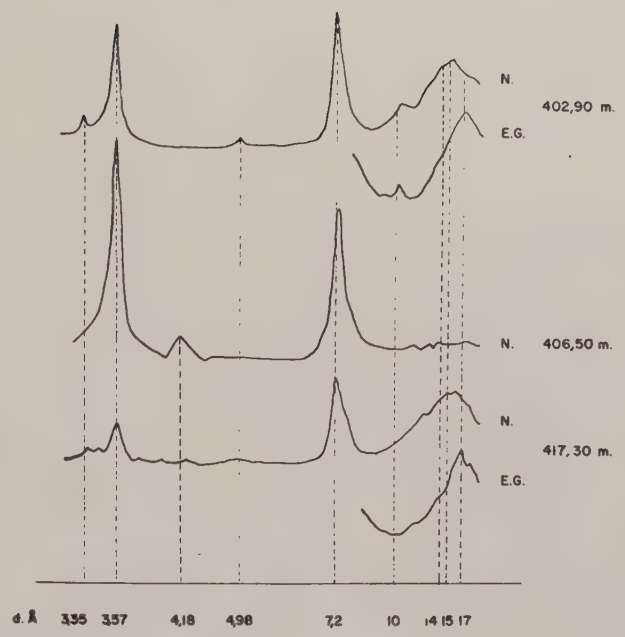


FIGURE 25 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE BORDEAUX - LA BENAUGE.

Ensuite, dans toute la série des marnes dolomitiques à Nummulites (de 387 à 286 m) qui représentent toujours l'Eocène inférieur, mais sous un faciès littoral, la kaolinite est associée (fig. 26) à de petites proportions d'illite, vraisemblablement agradée dans ces faciès marins (car elle est toujours du type alumineux, avec un rapport i001/i002 compris entre 1 et 2) et à des quantités progressivement croissantes de montmorillonite. On doit également noter l'apparition de la chlorite au sommet de cette série, dans des faciès plus riches en éléments détritiques sableux qui illustrent la fin d'un cycle sédimentaire majeur. Si, comme dans la coupe du forage de Pessac-Université, on peut distinguer dans le détail de cette succession, des séquences lithologiques mineures correspondant à un classement granulométrique des éléments détritiques et des débris d'organismes, il n'y a pas de différences notables de la composition minéralogique des divers faciès de marnes traversés. Ce fait traduit la prépondérance de l'héritage et le peu d'importance des phénomènes de transformation dans le milieu de sédimentation, au cours de cette période.

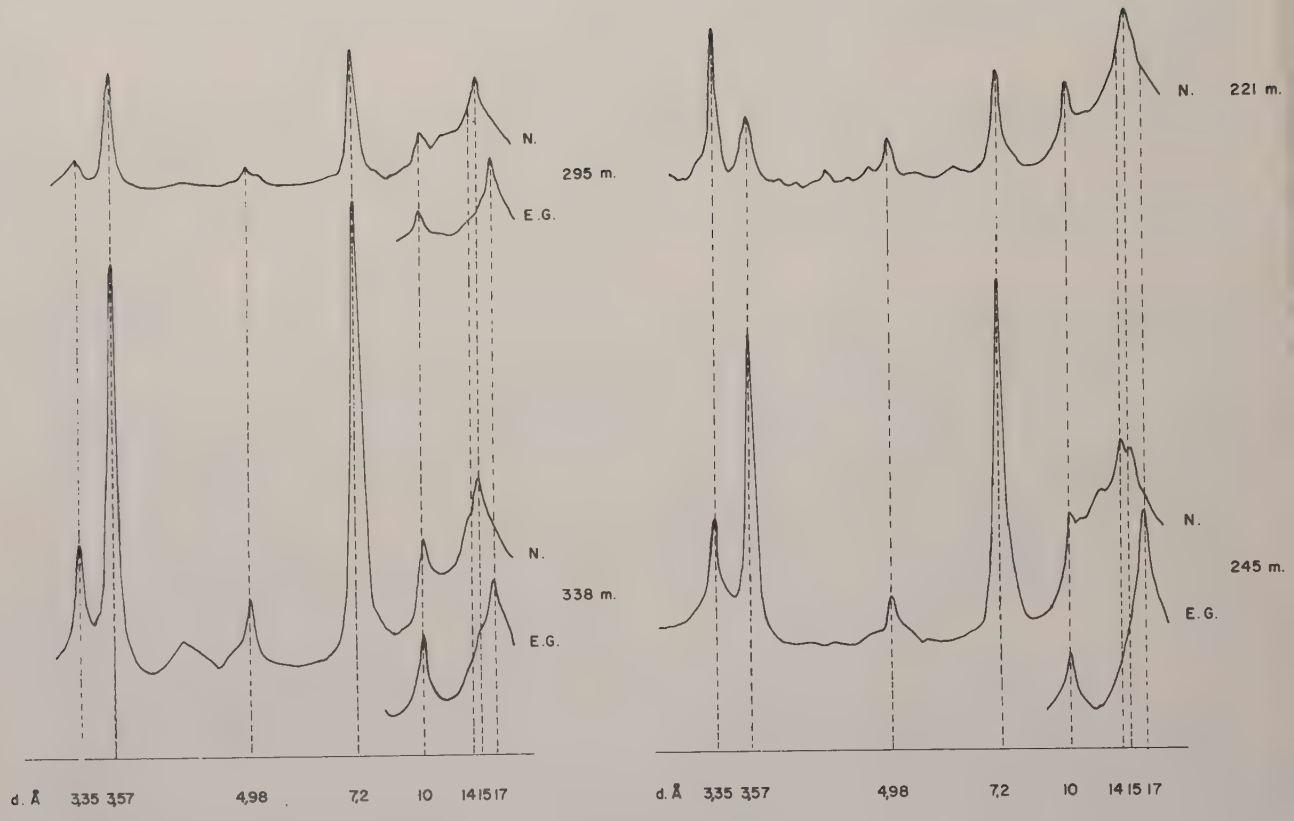


FIGURE 26 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE BORDEAUX - LA BENAUGE.

Eocène moyen: A la base de l'Eocène moyen, dans les «Sables inférieurs», deux séquences sédimentaires peuvent être distinguées: (l'une de 286 à 242 m; l'autre de 242 à 222 m).

- Dans la première, les sables marneux de la base (de 286 à 250 m) contiennent une très forte proportion de kaolinite correspondant à une nette reprise des apports terrigènes. Les argiles marneuses gris noirâtre qui les surmontent (de 250 à 242 m) contiennent moins de kaolinite (fig. 26), plus de montmorillonite et un peu de chlorite (20 %); en outre elles sont dolomitiques.

- Dans la deuxième, les sables grossiers de la base (de 242 à 233 m) sont également plus riches en kaolinite et pratiquement dépourvus de montmorillonite (diagr. 240 m).

Les marnes sableuses qui se sont ensuite déposées (de 233 à 222 m) sont un peu dolomitiques et contiennent, comme celles de la séquence précédente, un mélange de montmorillonite, illite, kaolinite et chlorite (diagr. 221 m). Ce dernier minéral est habituellement rencontré dans les faciès lagunaires de bordure.

Dans ces deux séquences la nature des illites varie avec la lithologie. Dans les faciès sableux les illites apparaissent très dégradées (rapport i001/i002 égal ou supérieur à 3), alors qu'elles sont plutôt de type alumineux dans les faciès marneux correspondant à un retour des influences marines, qui aurait favorisé leur agradation.

Au-dessus des sables, avec l'installation des conditions de sédimentation plus franchement marines, traduites par le dépôt de calcaires gréseux puis zoogènes sans dolomite, d'âge éocène moyen (de 222 à 110 m), il n'y a pas de changements notables du matériel argileux qui est toutefois moins riche en montmorillonite et en chlorite (fig. 27). Les illites,

quoique relativement abondantes (30 %) dans ces faciès marins sont assez dégradées; cela peut être dû simplement aux traitements de décalcification à l'acide, qui, bien que réalisées de façon ménagée, ont du être prolongés en raison de la nature essentiellement calcaire de ces échantillons.

De nouveaux apports détritiques sableux, pauvres en kaolinite caractérisent une dernière séquence lithologique qui correspond à la biozone IIc de O. DUCASSE (1962). La fin de cette séquence est marquée par des marnes finement sableuses (de 110 à 98 m) plus riches en montmorillonite, en chlorite et en illites alumineuses.

Eocène supérieur: A la base de l'Eocène supérieur, il ne se produit pas de modification de ce cortège de minéraux argileux avec l'arrivée de nouveaux éléments sableux. Le milieu de sédimentation, quoique mieux alimenté en éléments détritiques grossiers, reste littoral. La nature des argiles héritées ne semble donc pas avoir changé. Il en est de même (entre 98 et 75 m) au sein des calcaires matérialisant la transgression de l'Eocène supérieur (calcaires de Blaye); l'installation de conditions de sédimentation franchement marines s'accompagne de la disparition de la chlorite. La pauvreté des argiles en kaolinite persistera pendant tout l'Eocène supérieur.

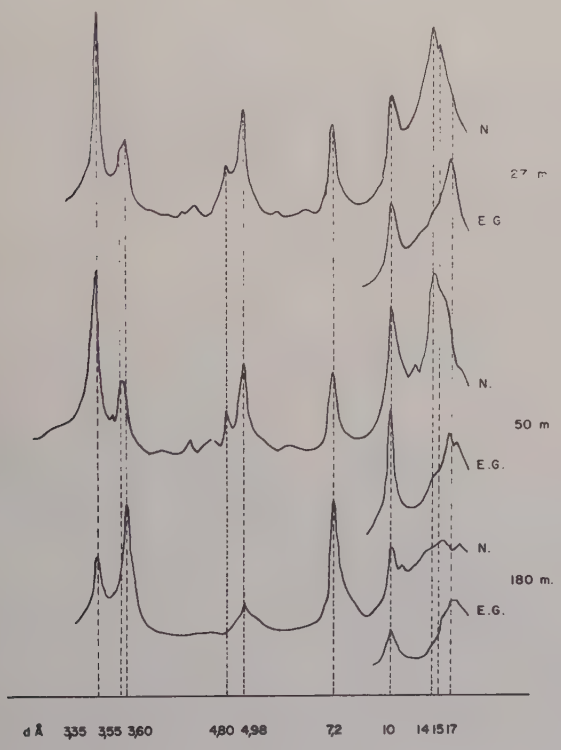


FIGURE 27 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE BORDEAUX-LA BENAUGE.

Dans les marnes (de 73 à 39 m) qui succèdent aux calcaires, l'enrichissement des dépôts en lignite et l'appauvrissement de la faune des Foraminifères (PUJOS, 1962) marquent nettement un phénomène de régression. A ce dernier ne correspond guère dans les sédiments argileux (fig. 27), qu'une modification de la composition des illites, soit agradées en milieu sursalé, soit altérées au cours des phénomènes de diagénèse précoce s'accompagnant de la formation de pyrite dans les milieux à Characées.

Dans les marnes sableuses et légèrement dolomitiques (de 39 à 27 m), puis dans les argiles qui terminent l'Eocène supérieur (27 à 20 m), le cortège des minéraux argileux est dominé par l'illite et la montmorillonite. Ces deux minéraux semblent caractériser les apports terrigènes de cette époque.

En résumé, tout au long de cette série, malgré la variété des faciès lithologiques, le cortège de minéraux argileux subit une évolution générale de même sens que dans les autres coupes étudiées. La kaolinite prédomine dans tout l'Eocène inférieur; elle est ensuite progressivement remplacée par l'association illite-montmorillonite-chlorite, au cours de l'Eocène moyen et supérieur.

Bien que le mode de forage (au rotary) et de prélèvement des échantillons soit susceptible de provoquer un certain flou dans la reconstitution détaillée des différents horizons, on observe sur ce thème général des variations liées aux séquences lithologiques, c'est-à-dire à l'évolution des conditions de sédimentation.

Les formations détritiques se caractérisent par leur richesse relative en kaolinite; elles comportent cependant une certaine proportion de montmorillonite à l'orée de l'Eocène inférieur, puis d'illite à l'Eocène moyen et enfin de montmorillonite et d'illite à l'Eocène supérieur.

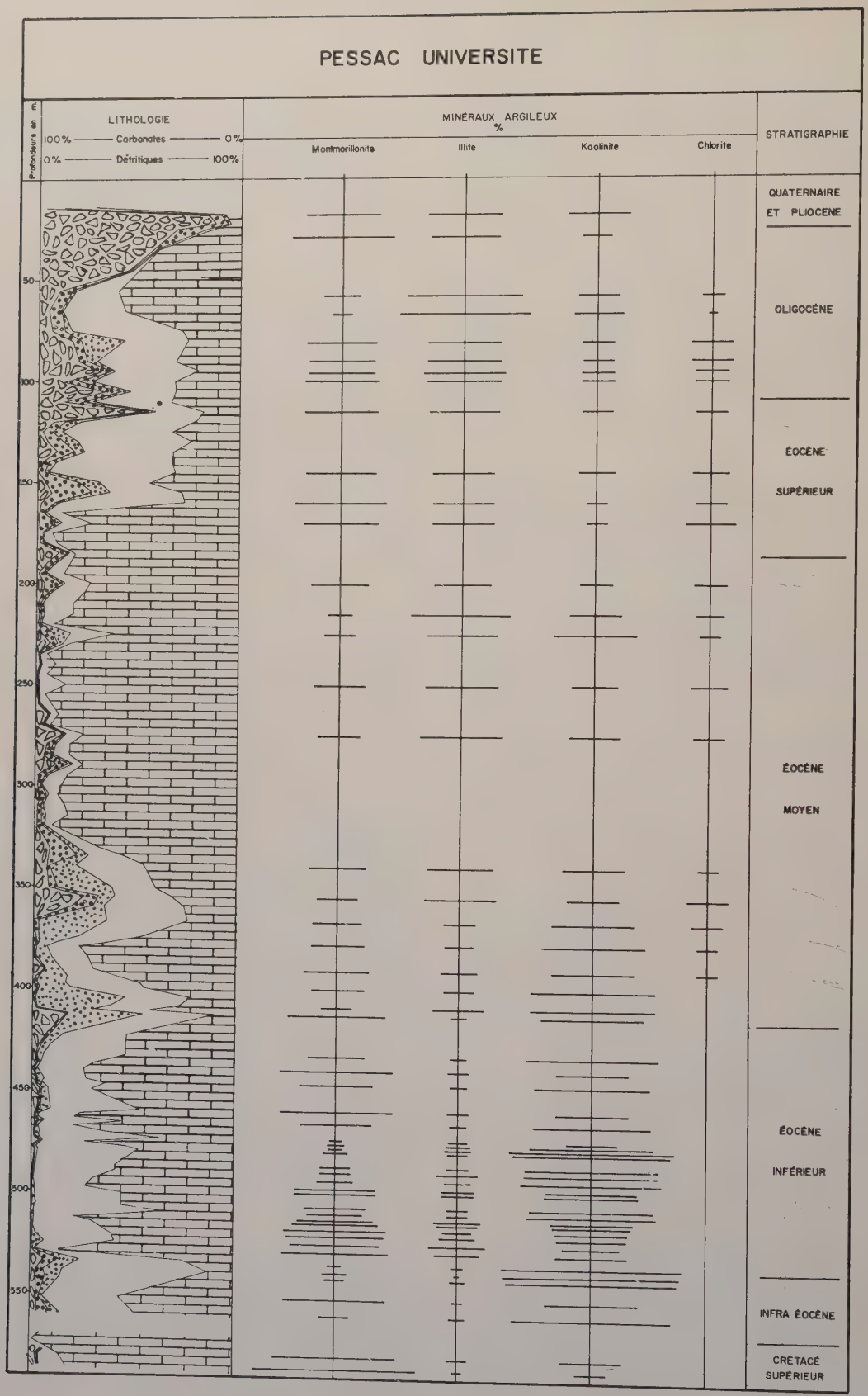


FIGURE 28

NATURE DES ARGILES DANS LE FORAGE DE PESSAC-UNIVERSITE.

La chlorite n'apparaît en quantités notables que dans les faciès marneux, parfois dolomitiques, qui se développent en milieu littoral et souvent lagunaire à la fin des séquences sédimentaires marines.

Les variations de composition des illites, traduites par le rapport des intensités relatives des raies 001 et 002 illustrent également assez bien les séquences sédimentaires. Généralement du type alumineux (rapport i001/002 compris entre 1 et 2) en milieu marin, les illites sont par contre nettement dégradées dans les formations terrigènes, en particulier dans les deux niveaux de «Sables inférieurs» et dans les faciès marneux à pyrite ou à lignite. Si dans les niveaux sableux de la base de l'Eocène supérieur (de 100 à 90 m) les illites sont du type alumineux, cela semble dû au fait que ces sables ont été déposés en milieu marin, les illites ayant été agradées au cours de leur dernière étape de transport.

Un phénomène analogue est observé dans la coupe du forage de Pessac-Université où l'Eocène supérieur est entièrement marin. Au contraire dans la région d'Ambès les «Sables du Libournais» déposés en milieu plus littoral et parfois même continental livrent des illites du type «ferrifère».

2) ***Forage de Pessac-Université:*** Cet important ouvrage a pénétré dans les calcaires du Crétacé supérieur (entre 565 et 585 m de profondeur) après avoir traversé une puissante série (550 m) des terrains tertiaires allant de l'Eocène inférieur à l'Oligocène. Ces terrains présentent presque tous des faciès marins, dont la succession illustre une sédimentation continue pendant tout le Paléogène. Il est donc particulièrement intéressant d'examiner les changements de composition du matériel argileux dans cette coupe de référence située presqu'au centre du bassin nord-aquitain.

Crétacé supérieur :

- A la base de la coupe (fig. 28), les calcaires du Crétacé supérieur appartiennent vraisemblablement à l'étage Maëstrichtien. Ils sont fortement dolomitiques à certains niveaux (580-575 m). Les couches de calcaires marneux, atteintes à 485 m ont une fraction argileuse essentiellement constituée de montmorillonite; c'est là un phénomène fréquent dans les formations de cet âge (MILLOT, CAMEZ et BONTE 1957). Le toit des calcaires du Crétacé a pu être observé en détail, car il a fait l'objet d'un prélèvement spécial (carottes 1 et 2). Des calcaires grumeleux grossiers (carotte 2) contenant en particulier de nombreux fragments d'Echinodermes et des colonies de *Microcodium* sont surmontés par des calcaires crayeux blanchâtres (de 565,50 à 565,06 m, pied de la carotte 1, Fig. 29) constitués par de la calcite pulvérulente et du quartz très fin. Ces calcaires ne contiennent presque pas d'argile (1).

Dépôts continentaux infra-éocènes :

- A la base de la série tertiaire (de 565,06 à 533 m), se trouve un ensemble de formations détritiques rougeâtres, hétérogène dans le détail, et nettement séparé en deux unités distinctes par une couche de marnes et de calcaires blanchâtres (de 557 à 551 m) azoïques, d'origine lacustre. Ces «argiles rouges» se caractérisent par leur extrême richesse en kaolinite qui, à certains niveaux, est le constituant argileux exclusif.

Au contact des calcaires crétacés il faut noter cependant un petit niveau d'argile bleu verdâtre (de 565,06 à 565,01 m) riche en montmorillonite; ce niveau pourrait représenter la base d'un ancien sol, de type tropical humide à drainage déficient (PAQUET, MAIGNEN et MILLOT, 1961). La présence de notables proportions de montmorillonite doit être mentionnée dans les marnes blanchâtres associées aux calcaires lacustres intercalés (entre 557 et 551 m) dans ces dépôts détritiques.

Eocène inférieur :

- A partir de 533 m, commencent les formations marines de l'Eocène inférieur. La transgression est marquée par un calcaire gréseux à Milioles, passant rapidement à des marnes parfois légèrement dolomitiques et contenant des lits de sables calcaires constitués de tests de Nummulites. Cette série monotone dans son

(1) Les analyses d'argile n'ont pas donné de résultats valables car ces calcaires ont été fortement écrasés et échauffés lors de leur prélèvement.

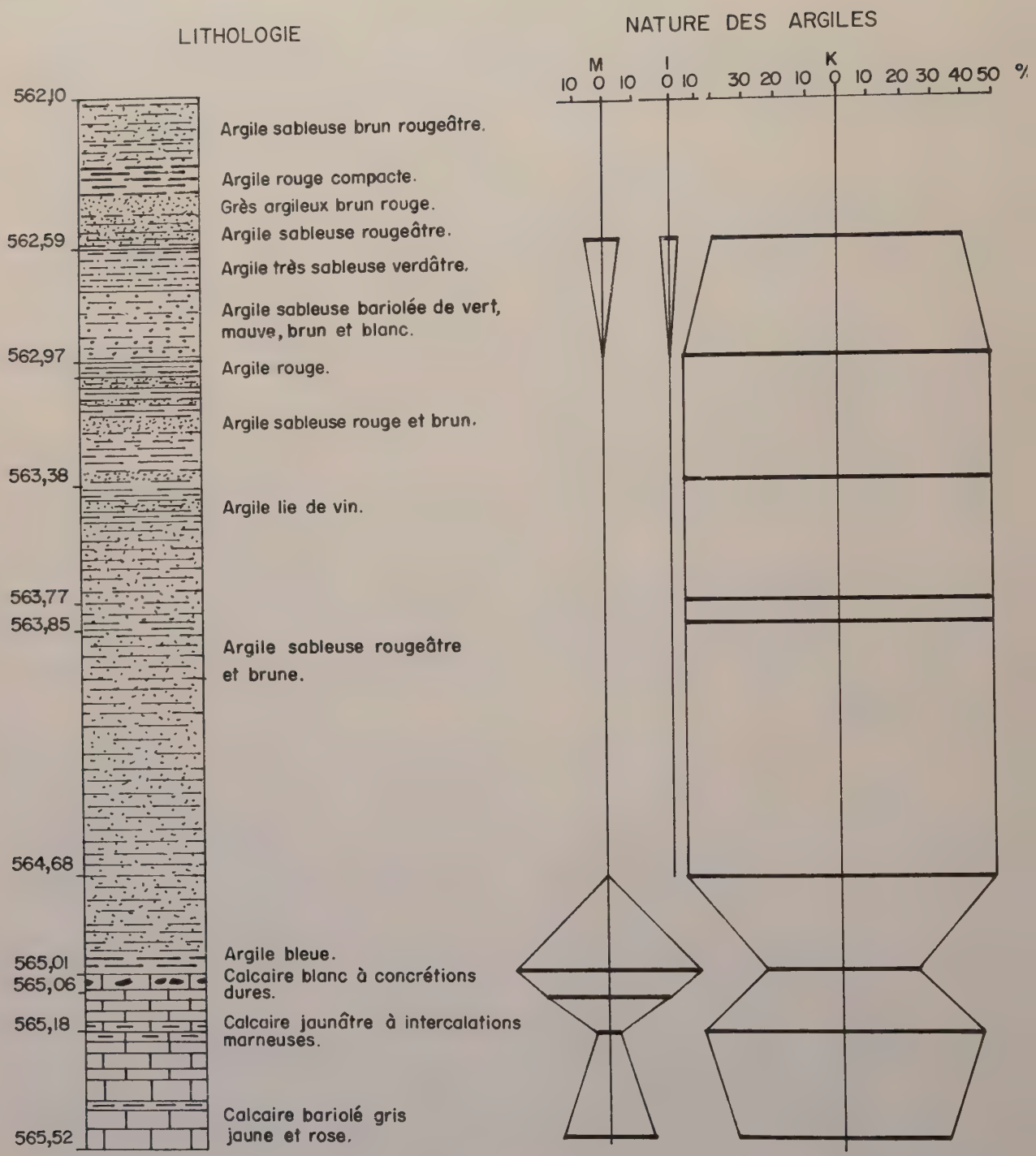


FIGURE 29

NATURE DES ARGILES INFRAEOCENES, FORAGE DE PESSAC - UNIVERSITE.

CAROTTE N° 1.

ensemble (de 533 à 413 m), est très variée dans le détail, une certaine rythmicité pouvant être décelée dans la granulométrie des éléments détritiques ou des débris d'organismes. Cela est confirmé par la diagraphie électrique qui montre l'alternance de couches marneuses à faible résistivité et de couches de sables calcaires à résistivité modérée (fig. 60).

Les couches inférieures, gréseuses, puis marneuses, où abonde *Nummulites globulus*, se caractérisent par leur richesse en montmorillonite et en illite. Ces minéraux sont progressivement remplacés par la kaolinite (jusqu'à 470 m) dans des faciès qui semblent plus littoraux. Enfin, dans la suite de la série (de 470 à 413 m), la sédimentation conserve son cachet alternant. Au sommet, les marnes sont plus riches en dolomite, puis en sable quartzeux, et passent à des grès dolomitiques où se rencontre *Nummulites burdigalensis*. Avec ces nouveaux apports détritiques, la kaolinite reste prédominante.

Ainsi, comme dans d'autres parties du bassin, les différents faciès que nous venons de décrire individualisent une séquence lithologique majeure correspondant à un cycle sédimentaire qui s'est développé au cours de l'Eocène inférieur. Durant toute cette période, les sédiments déposés en milieu marin sont tout à fait comparables à ceux qui ont été observés dans d'autres coupes de forage (Blaye, La-Benauge). Ils s'en distinguent cependant par la fréquence des édifices interstratifiés du type illite-montmorillonite (fig. 30); ces derniers semblent traduire ici des néogénèses et des transformations de ces minéraux dans un domaine de sédimentation plus franchement marin.

Eocène moyen :

- Avec le dépôt de sables et d'argiles (de 413 à 395 m) qui représentent en partie ici, la base des «Sables inférieurs» du Bordelais et le début de l'Eocène moyen, ne se produisent pas de modifications notables du cortège des minéraux argileux, si ce n'est une plus forte abondance des édifices interstratifiés.

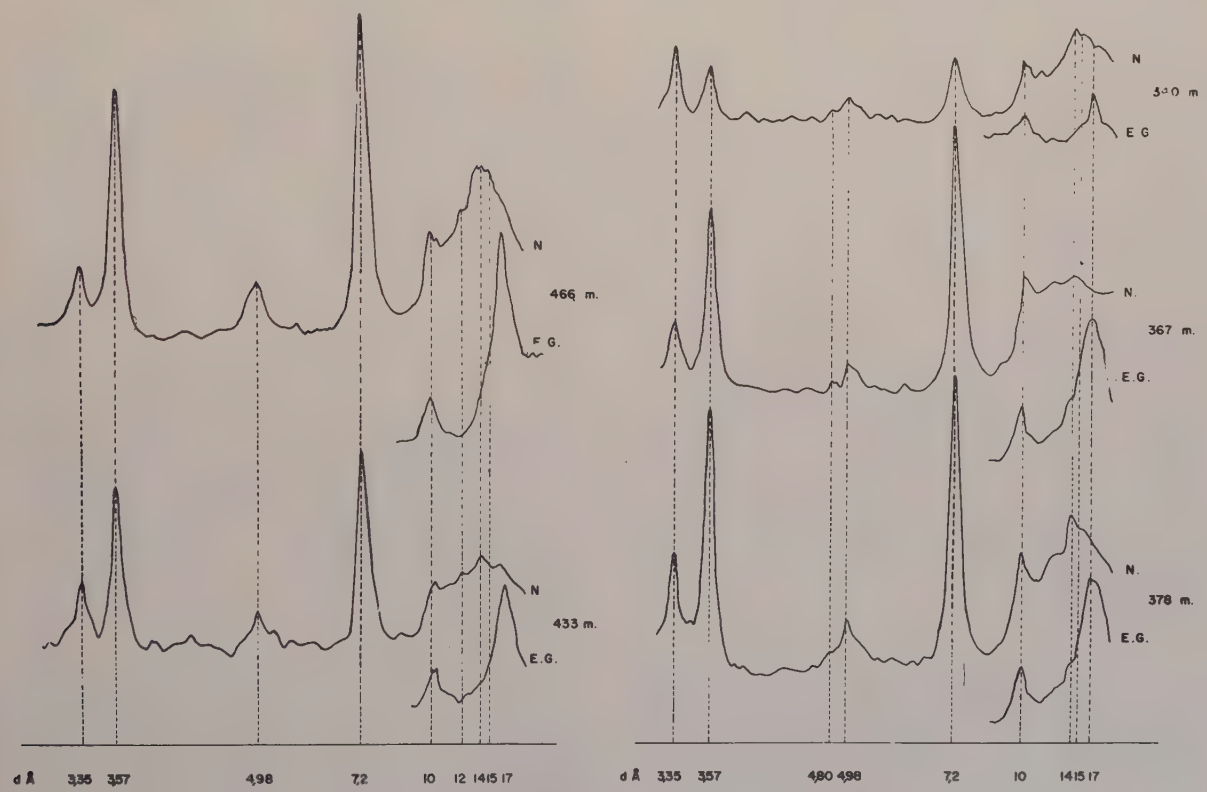


FIGURE 30 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE PESSAC-UNIVERSITE.

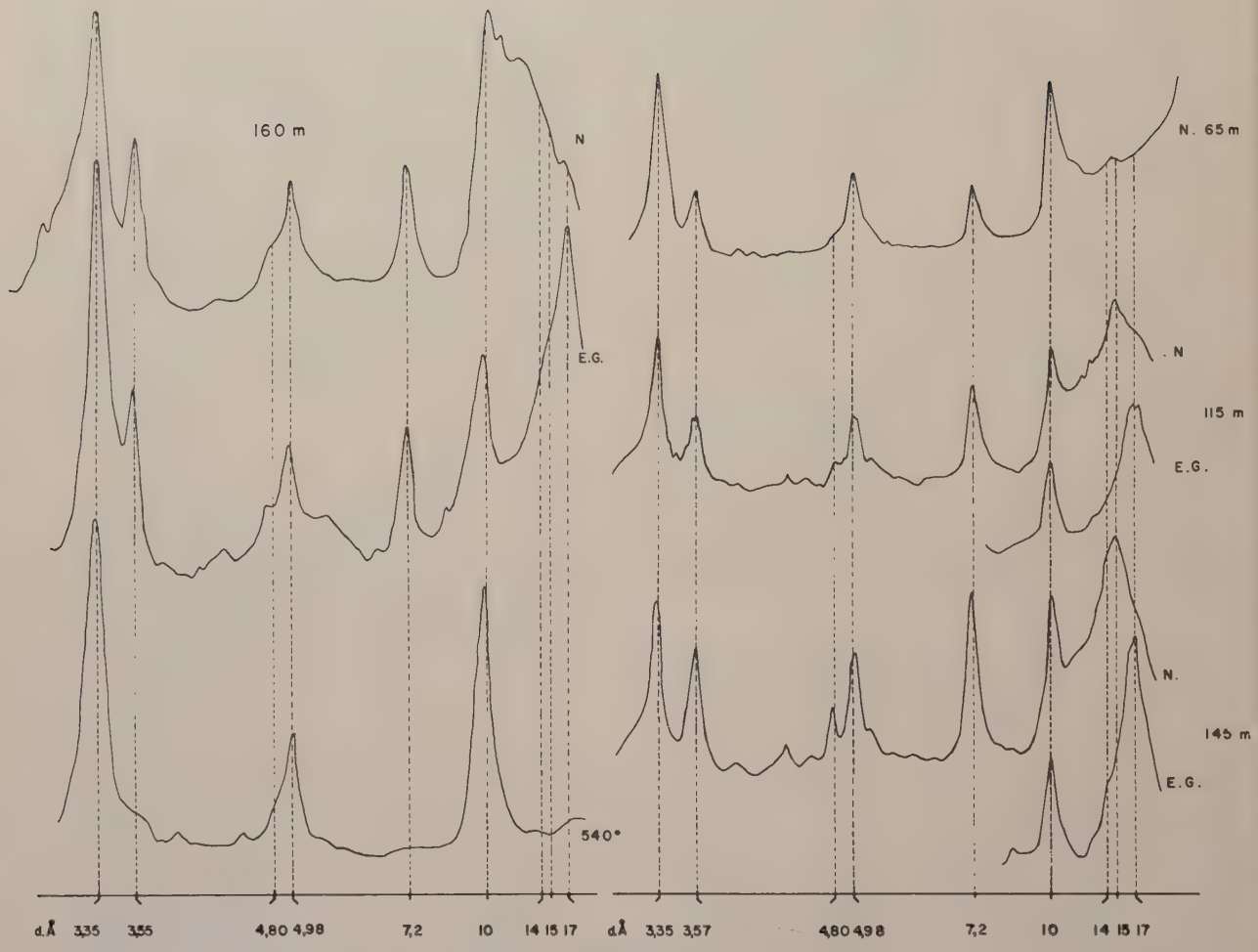


FIGURE 31 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE PESSAC-UNIVERSITE.

Les grès, puis les marnes qui les surmontent (de 395 à 380 m) deviennent progressivement plus riches en dolomite; dans la fraction argileuse, on voit apparaître des traces de chlorites. Cette succession de termes individualise nettement une première séquence lithologique (fig. 28) à la base de l'Eocène moyen.

Le début de la séquence suivante, est marqué par l'arrivée de nouveaux dépôts sableux. Le matériel argileux, sans avoir une composition très différente de celle qu'il avait jusqu ici (fig. 30) est cependant caractérisé par une plus grande abondance des édifices interstratifiés et une nette augmentation de la proportion d'illite. Ce minéral sera désormais le constituant majeur de la fraction argileuse.

Au sein des calcaires de l'Eocène moyen (de 335 à 185 m), la fraction argileuse reste très peu abondante, mais de composition sensiblement constante. Il faut mentionner entre 230 et 225 m, un niveau un peu sableux et un peu plus riche en kaolinite.

Aucun changement lithologique profond, si ce n'est une légère reprise des apports détritiques sableux, ne marque la fin de l'Eocène moyen dont les limites restent assez imprécises en raison de la continuité de sédimentation avec l'Eocène supérieur

Eocène supérieur :

Dans les formations de l'Eocène supérieur, à partir de 185 m, la montmorillonite devient le minéral dominant. La chlorite est désormais présente dans tous les niveaux, parfois en fortes proportions. C'est là un phénomène général dans tout le bassin nord-aquitain (KLINGEBIEL, 1962).

Les faciès calcaires (de 185 à 163 m) qui représentent la formation dite du «Calcaire de Blaye», reconnue à certaines modifications de la faune et à la présence du genre *Fabularia* en particulier, renferment sensiblement la même association de minéraux argileux que ceux de l'Eocène moyen. Il convient de noter également la nature «alumineuse» des minéraux illitiques qui semblent avoir été agradés dans ces faciès marins. Dans les faciès homotaxes du Libournais en effet, les illites ont toujours un aspect dégradé, et le rapport d'intensité des pics 001/002 y est toujours plus élevé.

- Après un mouvement de régression, traduit par l'arrêt de la sédimentation calcaire et l'installation d'un régime lagunaire, se déposent des marnes et des molasses (de 163 à 118 m), parfois des sables argileux (120 m), dont l'hétérogénéité dépend davantage des variations de classement des particules, que de leur nature minéralogique.

Dans toute cette série de marnes de l'Eocène supérieur la faune de Foraminifères est caractérisée par l'abondance des Miliolidae, la présence des genres *Lockhartia* et *Fabularia*, et la fréquence de *Epistomaria semimarginata*. La fraction argileuse offre un cortège banal à montmorillonite, illite, kaolinite, et chlorite, où la montmorillonite est très légèrement dominante. On note à la base, (160 m, fig: 31) la présence d'édifices interstratifiés irréguliers montmorillonite-illite, et de feuillets de montmorillonite à 12 A°.

Oligocène :

Cette période est d'abord représentée (de 118 à 75 m) par des molasses dolomitiques dont la fraction argileuse a la même composition que celle des formations de l'Eocène supérieur sous-jacentes. Ensuite, avec le dépôt de calcaires marneux (de 75 à 25 m), qui correspondent au «Calcaire à Astéries» on observe la disparition presque complète de la montmorillonite et de la chlorite. Le matériel argileux (fig. 31, 65 m) est surtout constitué par de l'illite (50 à 70 °/₀) associée à de la kaolinite (20 à 30 °/₀).

Malgré la persistance des conditions de sédimentation marine, le changement de composition du matériel argileux est aussi net que dans les domaines plus orientaux où les marnes et les argiles de l'Eocène terminal et du début de l'Oligocène sont continentales ou lagunaires, et s'opposent nettement aux calcaires «stampiens» transgressifs.

Plio-quaternaire:

Dans les argiles et les graviers «pliocènes» la montmorillonite réapparaît. L'association de montmorillonite, illite et kaolinite est très fréquemment observée dans ces formations continentales postérieures au Miocène et antérieures au dépôt des terrasses de la Garonne.

En résumé, dans une série sédimentaire marine quasi continue de l'Eocène inférieur à l'Oligocène, les changements de composition du matériel argileux ne sont pas très tranchés. Dans le cadre des diverses séquences lithologiques ils reflètent la nature des apports terrigènes. Dans des faciès détritiques littoraux, d'âges différents mais sensiblement de même nature lithologique (400 m, 350 m, 333 m et 145 m) la fraction argileuse n'a pas toujours la même composition. Les phénomènes d'agradation liés au milieu de sédimentation et l'état de diagénèse de tous ces niveaux étant assez comparables, les différences fondamentales de composition de ces argiles semblent donc correspondre en premier lieu, à celles du matériel hérité.

3) Forages de Bassens : Dans la zone industrielle de Bassens-Bec d'Ambès, tous les forages profonds exécutés jusqu'à ces dernières années avaient été arrêtés après avoir atteint les «Sables inférieurs» dont les ressources aquifères sont activement exploitées. Les séries de l'Eocène supérieur et de l'Eocène moyen étaient ainsi connues en de nombreux points et leur stratigraphie avait été l'objet de diverses mises au point paléontologiques (DUCASSE, VEILLON et VIGNEAUX, 1960) et sédimentologiques (KLINGEBIEL, 1962).

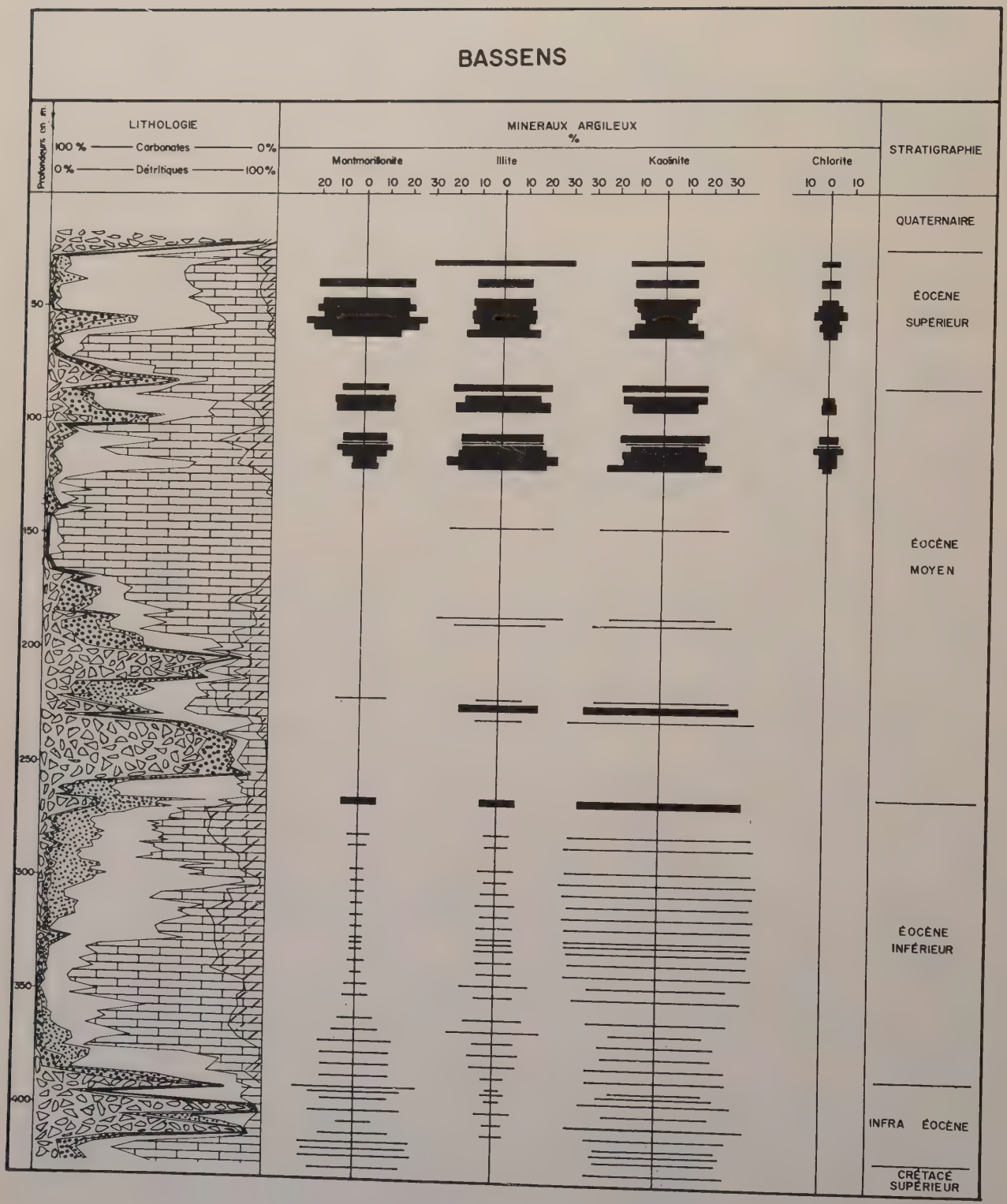


FIGURE 32 :
NATURE DES ARGILES DANS LE FORAGE DE BASSENS.

Dans la région de Bassens, la recherche de nouvelles nappes aquifères plus profondes a été entreprise par diverses sociétés industrielles. Plusieurs forages récents donnent maintenant une coupe complète de la série éocène dont nous ne décrirons ici que la partie inférieure, les terrains de la partie supérieure de ces coupes étant en tous points comparables à ceux déjà décrits dans des coupes plus anciennes. Nous avons donc choisi deux forages géographiquement voisins et géologiquement complémentaires pour définir la succession des terrains de l'Eocène dans le sous-sol de Bassens. Il s'agit des forages de Bassens-Everite n° 2 et Bassens-Pierrefitte n° 2. Le premier, profond de 374,50 m a été l'objet d'études micropaléontologiques détaillées (DUCASSE, 1959). Il montre la présence de niveaux de l'Eocène inférieur terminal à l'extrême base de la coupe. Le second a atteint les calcaires du Crétacé supérieur à la profondeur de 415 m et offre toute une série de terrains appartenant à l'Eocène inférieur.

Sur les calcaires du Crétacé supérieur, de 415 à 390 m, une série de sables et graviers argileux généralement de couleur rougeâtre, représente les premiers dépôts terrigènes d'âge tertiaire. La fraction argileuse de ces formations détritiques (Fig. 32) se caractérise dans la plupart des niveaux par l'association kaolinite-montmorillonite et l'absence presque totale de minéraux micacés. Des niveaux d'argiles rouges, de 395 à 405 m, se révèlent exclusivement kaoliniques. Dans les sables grossiers intercalés dans ces argiles (à 400 m), il semble que la plus forte proportion de kaolinite résulte en fait de la disparition partielle des minéraux montmorillonitiques qui semblent partiellement déshydratés. L'étalement de la raie 001 entre 15 et 12 A° dans le diagramme «normal» (fig. 33) et le passage de tous les feuillets à 17 A° par traitement à l'éthylène glycol montrent que l'on est en présence d'une interstratification irrégulière de feuillets à 12 et à 15 A° semblable à celle décrite dans la série détritique de Coutras (KLINGEBIEL, 1964). Nous serions ici en présence d'un phénomène de transformation de ces minéraux fragiles dans un milieu acide où la circulation des eaux souterraines crée un déficit en ions alcalins; le remplacement des ions Ca++ par des ions H+ s'accompagne de la réduction de la quantité d'eau interfoliaire de 2 à 1 couche

Ces formations détritiques rouges existent un peu partout dans le Nord de l'Aquitaine au toit des calcaires crétacés; elles sont ici relativement épaisses et un peu plus riches en minéraux montmorillonitiques que dans les coupes voisines. La série se termine par des argiles parfois légèrement marneuses (de 390 à 380 m) ayant sensiblement la même composition (30 °/₀ de montmorillonite, 70 °/₀ de kaolinite).

Dans les calcaires et les marnes dolomitiques, riches en Nummulites, qui représentent les faciès marins littoraux de l'Eocène inférieur, de 380 à 260 m, la kaolinite constitue la quasi totalité (80 à 90 °/₀) de la fraction argileuse. Il faut noter la présence de minéraux illitiques, plus particulièrement dans les niveaux où la teneur en carbonate est la plus forte (375, 365 et 345 m). La montmorillonite est encore relativement abondante dans les formations transgressives de la base de la série marine (de 380 à 360 m), où elle constitue des édifices interstratifiés irréguliers avec les minéraux illitiques (fig. 33, 370 m); elle est pratiquement absente dans le reste de la série. Bien que le milieu de dépôt fut riche en ions Mg++ comme l'atteste la formation de dolomie, il n'y a eu ni néoformation, ni agradation de ce minéral magnésien; les apports terrigènes en étaient sans doute totalement dépourvus.

Dans les dépôts de sables grossiers qui (de 260 à 185 m) marquent à la base de l'Eocène moyen le début d'une nouvelle séquence lithologique majeure, la kaolinite constitue toujours la plus grande partie de la fraction argileuse. Toutefois l'illite et la montmorillonite apparaissent en notables proportions, (20 à 30 °/₀) en particulier dans les intercalations d'argiles ligniteuses et dans les marnes dolomitiques, parfois glauconieuses, qui marquent des étapes de ralentissement de la sédimentation terrigène dans un milieu soit plus franchement marin, soit de tendance lagunaire.

Il semble donc que les apports détritiques continentaux soient encore de nature essentiellement kaolinique; cependant, l'abondance de l'illite (20 à 30 °/₀) à certains niveaux et en particulier (de 228 à 220 m) dans des marnes grises finement sableuses et micacées, semble due plus au tri mécanique subi par ce matériel dans un milieu de sédimentation calme à tendance lagunaire, qu'à

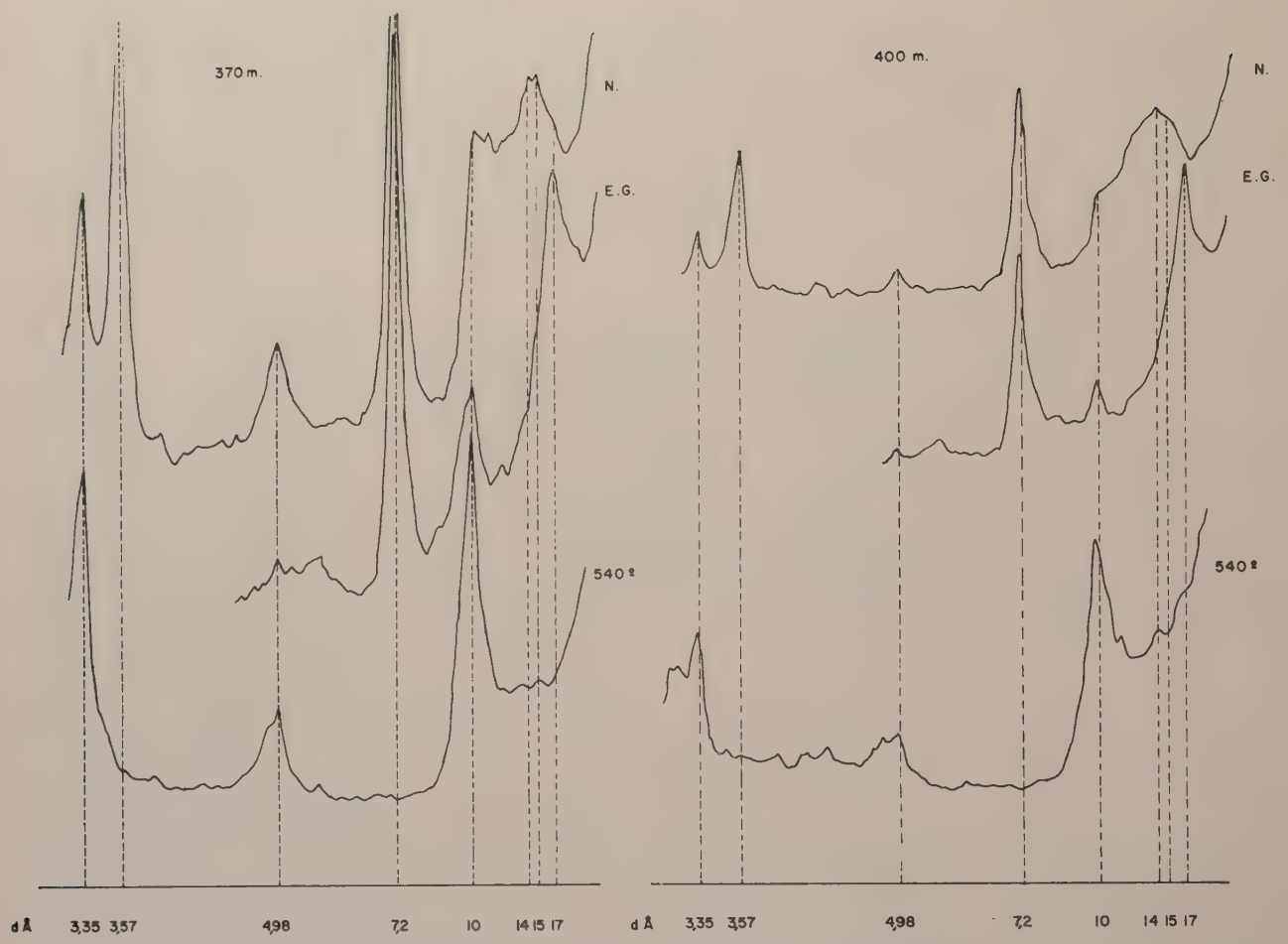


FIGURE 33 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE BASSENS.

une agradation ou même à une néoformation de minéraux illitiques car ces derniers ont un rapport i001/i002 très élevé (3 à 4,5).

La prédominance de la kaolinite s'observe encore dans les faciès calcaires à fines intercalations marneuses qui, de 185 à 101 m, illustrent la transgression de l'Eocène moyen. L'abondance de l'illite paraît désormais liée au caractère marin du milieu sedimentaire tel que le précisent les faunes d'Ostracodes (DUCASSE, 1959) et de Bryozoaires (LABRACHERIE, 1961). Dans les niveaux de marnes dolomitiques qui sont de plus en plus fréquents et épais vers le sommet de cette formation, la montmorillonite et la chlorite apparaissent; elles soulignent le caractère plus nettement lagunaire de la sédimentation en fin de cycle, où la faune d'Ostracodes en particulier manifeste des signes d'appauvrissement.

Ensuite, de 101 à 83,50 m, se développe une nouvelle séquence lithologique où dominent les faciès marneux dolomitiques au sommet et des niveaux fortement détritiques à la base.

Le matériel argileux ainsi que la faune offrent sensiblement la même composition que dans les couches sous-jacentes. Nous avons là un «niveau de transition» entre deux grandes unités stratigraphiques (PUJOS, 1962).

- Un nouveau cycle de sédimentation commence à 83,50 m avec le dépôt de calcaires gréseux

riches en gravillons de quartz; la formation dite du «Calcaire de Blaye» (de 83,50 à 62,70 m) marque la phase d'extension maximum de la première transgression de l'Eocène supérieur Des marnes légèrement dolomitiques, très sableuses à la base, se déposent ensuite, traduisant l'installation d'un régime régressif à tendance lagunaire; la montmorillonite devient le minéral dominant et la chlorite est désormais toujours présente

- Un dernier niveau d'argiles marneuses blanches et vertes dépourvues de faune marine (de 28 à 24 m) se caractérise par l'association de l'illite (60 à 70 °/₀) et de la kaolinite (30 à 40 °/₀); il semble correspondre à l'installation d'un régime lacustre qui pourrait être rapporté à la formation lacustre de Plassac.

En résumé, dans le sous-sol de Bassens, sur une épaisseur de plus de 400 m, les formations de l'Eocène illustrent trois cycles sédimentaires principaux correspondant partiellement aux subdivisions chronologiques: Eocène inférieur, Eocène moyen et Eocène supérieur. Chacune de ces grandes subdivisions se caractérise par une association particulière de minéraux argileux. Ce fait semble résulter davantage d'un changement de composition du matériel hérité au cours de cette période, que d'une répartition déterminée de ces minéraux en fonction des milieux de dépôts. Nous examinerons plus loin dans quelle mesure la généralité de ce phénomène permet de définir les caractéristiques des modifications du cadre paléogéographique du bassin nord-aquitain.

4) Forage de Saint-Vivien-de-Médoc (fig. 34) : Les terrains traversés par ce forage appartiennent à l'Eocène moyen et à l'Eocène supérieur (DUCASSE, 1962)

- A la base de la coupe (de 155 à 98 m de profondeur), repose une épaisse série détritique dont l'âge est indéterminé en raison de l'absence de fossiles. Cette série débute (de 155

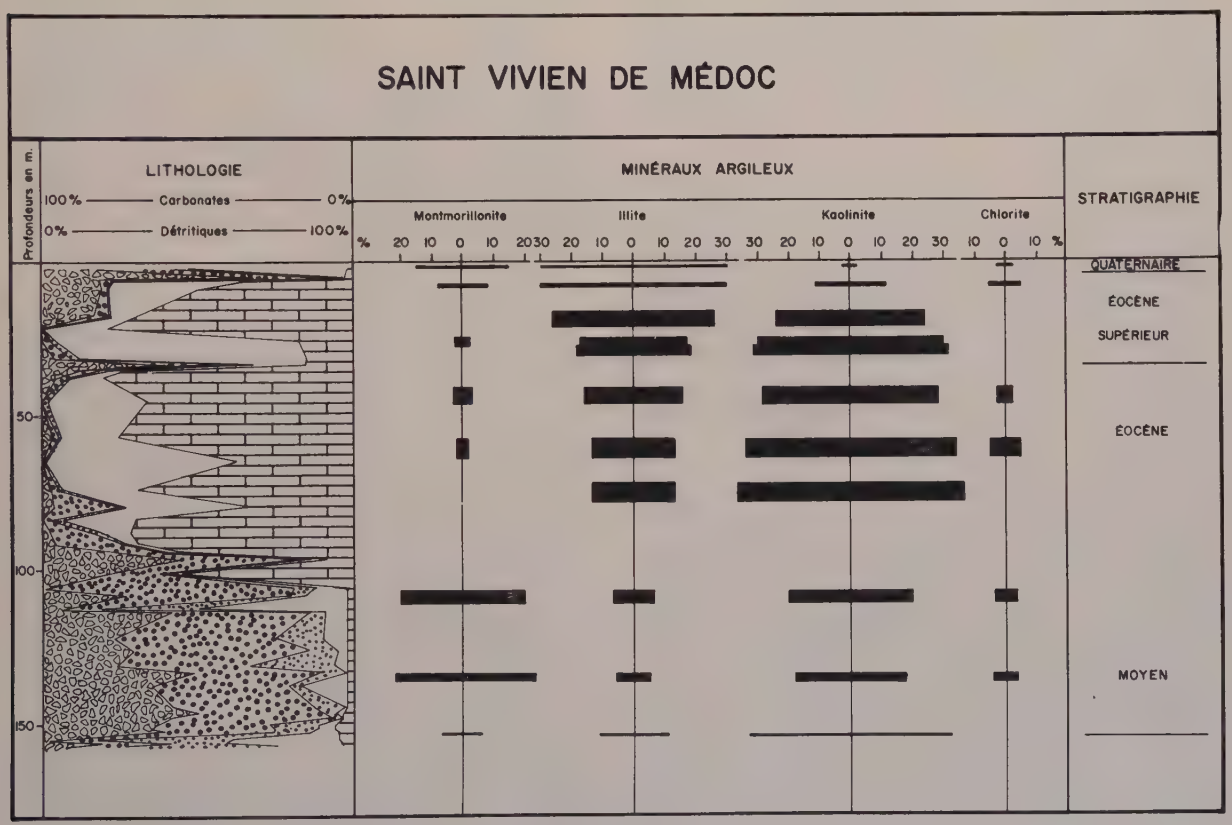


FIGURE 34 :
NATURE DES ARGILES DU FORAGE DE SAINT-VIVIEN-DE-MEDOC

à 153,80 m) par un niveau de sables argileux essentiellement kaoliniques (65 °/o de kaolinite, 25 °/o d'illite et 10 °/o de montmorillonite) qui supporte des sables moyens à fins (de 153,80 à 99,40 m) dont l'épaisseur atteint une cinquantaine de mètres. Ces sables, gris-foncé ou verdâtres riches en glauconie sont dépourvus d'éléments calcaires; leur fraction argileuse, peu importante d'ailleurs, est constituée par un mélange de kaolinite et de montmorillonite (40 °/o de chacun de ces minéraux) d'illite (15 °/o) et de chlorite (5 °/o). Au sommet de cette formation, un niveau plus argileux offre exactement le même cortège de minéraux argileux. Enfin, un banc de dolomie gréseuse pratiquement dépourvue de fraction argileuse, couronne cette série détritique et marque le terme de cette première période de sédimentation terrigène.

- On observe ensuite (de 98 à 34,15 m) une série de calcaires et de marnes dolomitiques, généralement de couleur claire, blancs gris ou beiges; ces formations élaborées en milieu marin ont livré une faune d'Ostracodes de l'Eocène moyen. L'analyse des niveaux les plus riches en argiles montre la prédominance des minéraux kaoliniques (60 à 70 °/o) associés à de l'illite (25 à 30 °/o) et à des traces de montmorillonite.

Ces deux séries de formations, détritiques puis calcaréodolomitiques, qui peuvent être groupées en une même séquence lithologique majeure, ont pour trait commun l'abondance de la kaolinite. Ce minéral souligne l'importance des apports terrigènes durant l'Eocène moyen sur la bordure nord-occidentale du bassin aquitain, ainsi que la nature particulièrement évoluée des éléments détritiques qui sont parvenus dans cette région.

- La partie supérieure de la coupe (de 34,15 à 5 m) est d'âge éocène supérieur. Les différents termes lithologiques qui la composent s'ordonnent en une séquence lithologique majeure dont le début est marqué par un niveau de sables argileux noirs. La fraction argileuse de ces sables est dépourvue de montmorillonite; il en est de même dans les marnes grises sus-jacentes (de 30,40 à 20,70 m) qui ont une extension assez importante car on les retrouve plus à l'Ouest à la base du forage de Montalivet, à une profondeur de 60 m. Dans ces deux coupes, la série se poursuit par des calcaires d'âge éocène supérieur qui représentent la formation dite du «calcaire de Blaye» au sommet de laquelle se marque l'amorce d'un mouvement de régression. Avec de plus fortes proportions d'éléments sableux et argileux apparaissent des traces de montmorillonite, irrégulièrement interstratifiée avec de l'illite.

Ainsi s'individualisent deux cycles sédimentaires successifs, matérialisés par deux séquences lithologiques majeures. Les modifications de la composition du matériel argileux illustrent les parts respectives de l'héritage et de la néoformation:

- Dans la première séquence, les éléments détritiques et la kaolinite sont abondants; la montmorillonite associée aux sables et aux argiles hérités est progressivement remplacée par de l'illite dans les faciès carbonatés qui représentent la phase de sédimentation franchement marine; de la chlorite apparaît dans les calcaires marneux et dolomitiques marquant la fin de ce premier cycle sédimentaire.

- Au début de la deuxième séquence, l'abondance de la kaolinite et l'absence de la montmorillonite individualisent les faciès détritiques, sables, argiles puis marnes que la faune d'Ostracodes caractérise comme très littoraux (DUCASSE, 1962). Avec les dépôts calcaires franchement marins, l'illite devient nettement prédominante (60 °/o) et la montmorillonite réapparaît.

5) Forage de Blaye I (fig. 35) : Ce forage ayant atteint le toit des terrains crétacés montre des terrains du Paléogène inférieur. On y observe une alternance de dépôts marins et continentaux dont la datation a été effectuée par l'étude de la faune de Foraminifères (VEILLON, 1962).

Infra-éocène :

- A la base (de 175 à 155 m de profondeur), sur les calcaires du Crétacé supérieur, reposent des argiles rouges et des sables ferrugineux essentiellement kaoliniques (fig. 36, 165 m). Ces dépôts sont de type continental; ils sont surmontés (de 155 à 140 m) par des sables argileux à kaolinite et montmorillonite (150 m) déposés eux-mêmes en milieu continental.

Eocène inférieur :

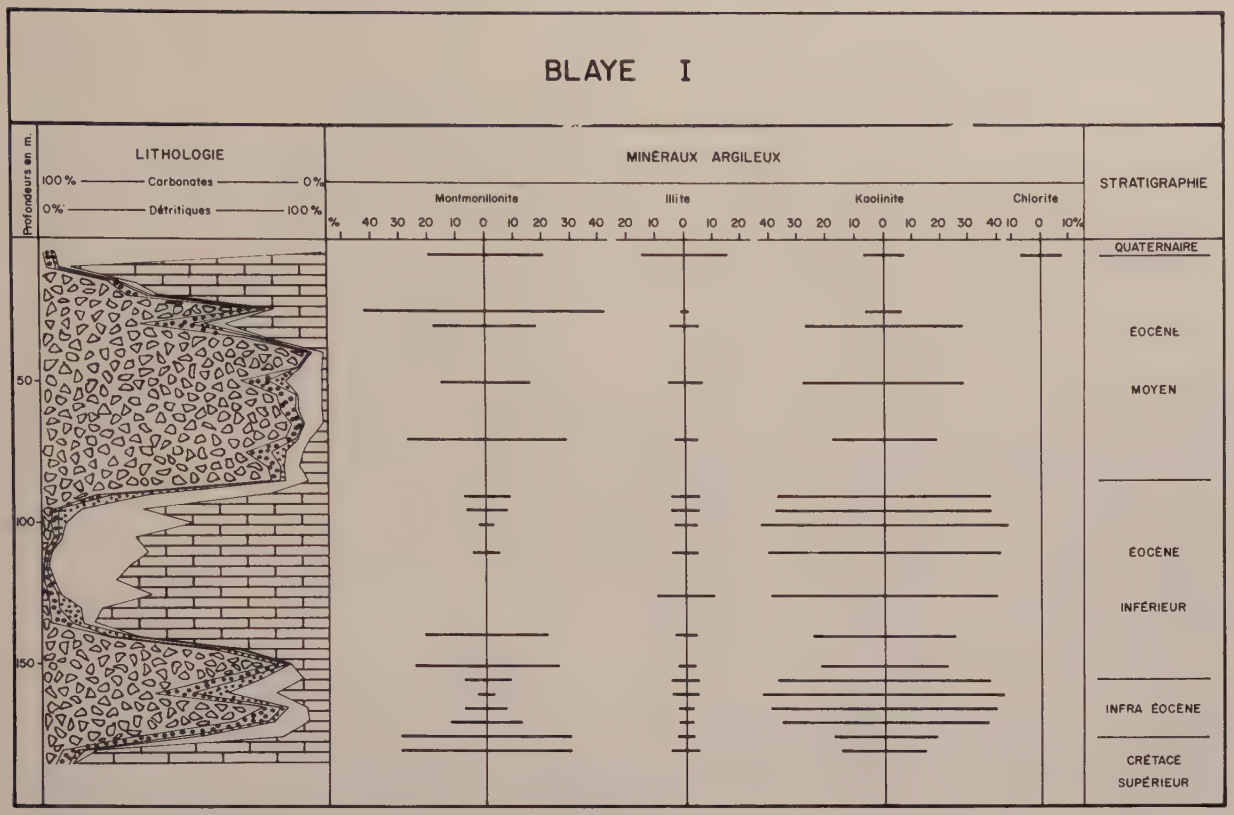


FIGURE 35 :
NATURE DES ARGILES DU FORAGE DE BLAYE.

- L'arrivée de la mer dans cette région est marquée par des sables, des grès et des calcaires gréseux (de 140 à 132 m) à *Nummulites exilis* et *Alveolina*. Puis se déposent des marnes et des calcaires marneux (de 132 à 92 m) à *Nummulites globulus* puis à *N. cf. planulatus* et *N. cf. pernotus*. La fraction argileuse de ces marnes est essentiellement constituée par de la kaolinite associée à de faibles proportions d'illite et de montmorillonite.

Les argiles ont la même composition à la partie supérieure de cette série, au sein de marnes fortement dolomitiques à *Nummulites jacquoti* qui marquent ici le toit de l'Eocène inférieur.

Ainsi, tout au long de ce cycle sédimentaire, matérialisé par des dépôts continentaux à la base, puis par des formations marines et enfin des faciès dolomitiques au sommet, la nature des argiles déposées n'a pas sensiblement varié. Il semble que le matériel hérité soit toujours resté de nature kaolinique. Il faut noter cependant que la genèse des montmorillonites rencontrées dans les sables argileux de la base (de 155 à 140 m) n'a pu s'effectuer qu'en milieu continental.

Eocène moyen :

- Au sein des sables grossiers qui marquent (de 85 à 40 m) une brusque reprise de la sédimentation détritique, de la montmorillonite est associée à de la kaolinite (diagr. 70 m); cela semble correspondre à un changement de la qualité des apports terrigènes par rapport à la période précédente. La montmorillonite devient prédominante (diagr. 30 m) dans les grès à *Nummulites loevigatus* qui marquent (de 40 à 20 m) le retour de la mer dans la région, au début de l'Eocène moyen.

- Les calcaires qui ont été déposés à l'Eocène moyen (de 20 à 6 m) sont pratiquement dépourvus de fraction argileuse et ne se prêtent guère à une étude des minéraux argileux que l'on ne peut extraire des déblais de forage.

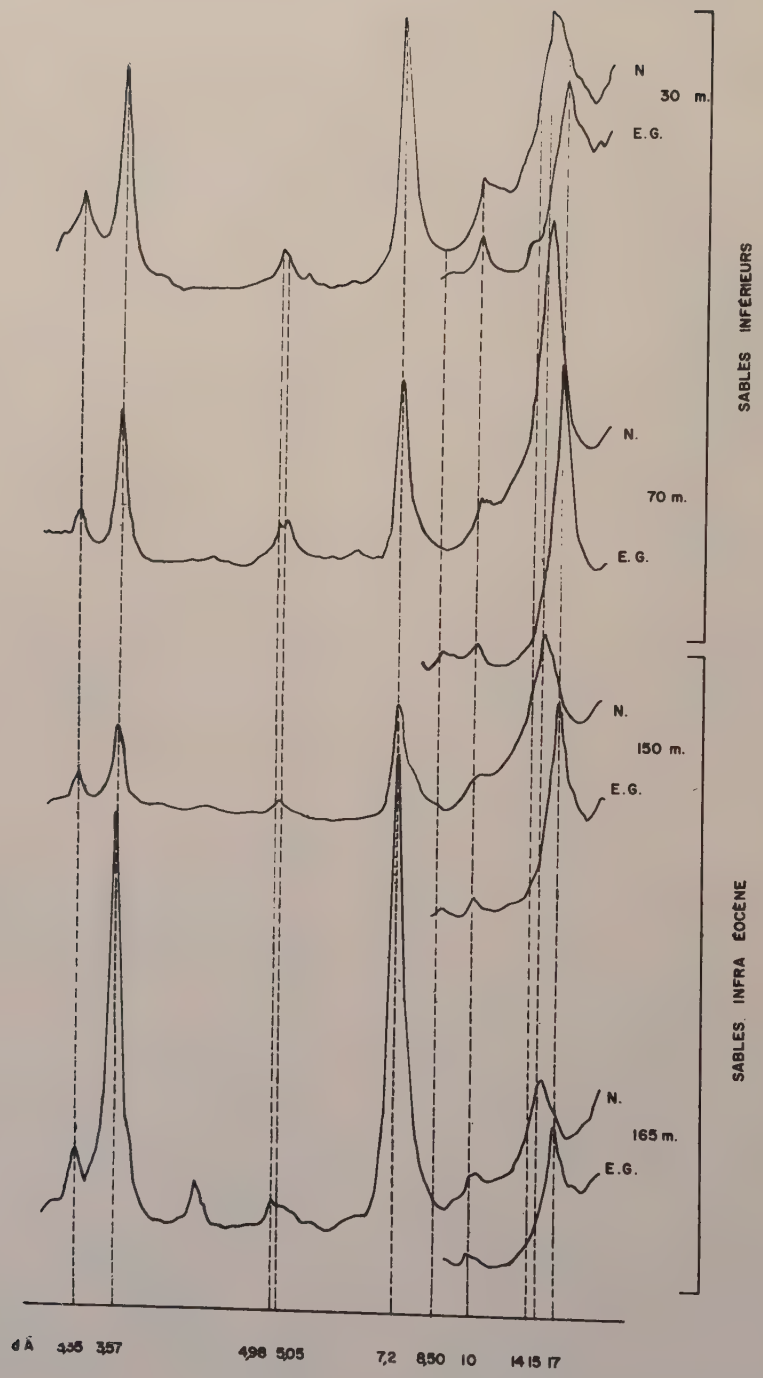


FIGURE 36 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE BLAYE.

Quaternaire :

- Les alluvions quaternaires (de 6 m au sol) sont des vases récentes de la Gironde; elles ont la composition typique des vases de floculation en milieu saumâtre où montmorillonite, illite, kaolinite et chlorite sont associées en proportions sensiblement égales.

Ainsi, la série traversée par ce forage montre une évolution de la composition du matériel argileux tout à fait comparable à celle observée dans d'autres séries de même âge dans le bassin nord-aquitain. Ces variations de composition reflètent non seulement les variations de faciès mais encore les variations de composition des apports terrigènes.

a) Deux formations différentes peuvent être distinguées au sein des dépôts continentaux qui recouvrent les calcaires du Crétacé supérieur:

- à la base des argiles à kaolinite;
- au sommet des sables argileux à kaolinite et montmorillonite.

b) Durant l'Eocène inférieur, les apports terrigènes sont kaoliniques.

c) Les dépôts sableux qui représentent ici les «Sables inférieurs» contiennent de la kaolinite et de la montmorillonite; les proportions de ce dernier minéral sont de plus en plus importantes vers le sommet de l'Eocène moyen, où prédominent les faciès calcaires.

6) Forage de Moulon : La série de terrains éocènes traversés par ce forage qui a atteint le Crétacé, se caractérise par l'alternance de dépôts détritiques ou continentaux et de sédiments marins. La datation des premiers peut donc être effectuée avec une certaine précision, tant au moyen des méthodes paléontologiques, que grâce au procédé de corrélation par séquences homologues à partir des séries voisines observées plus à l'Ouest, dans le Bordelais. Au sein des formations terrigènes déposées en dehors des influences marines, il est probable que la fraction argileuse, dans son état actuel, représente assez directement l'«héritage». Au contraire, dans les niveaux thallassogènes, il sera possible de déceler en partie la nature des transformations ayant affecté les minéraux argileux en milieu marin. Il faut évidemment considérer que pendant la durée de dépôt de chacune des séquences lithologiques moyennes, la qualité des apports n'a pas sensiblement varié.

Effectivement, dans les séries continentales de même âge reconnues plus au Nord (Coutras) et plus à l'Est (Sainte-Foy-la-Grande), on n'observe pas de modifications importantes du matériel hérité dans le cadre de telles séquences (fig. 37).

Infra-éocène :

Sur les calcaires du Crétacé supérieur, reposent (de 370 à 367 m de profondeur) des argiles et des sables rouge-violacé riches en kaolinite (70 à 80 °/₀) puis des argiles grises (de 367 à 364 m) relativement riches en montmorillonite (30 à 45 °/₀), surmontées par des sables argileux brun-rougeâtre et des graviers argileux (de 364 à 356 m) où la kaolinite constitue près de 90 °/₀ de la fraction argileuse, associée à des traces d'illite et de minéraux montmorillonitiques. L'illite est plus abondante (10 à 20 °/₀) dans les argiles rouges et jaunes qui terminent (de 356 à 349 m) cette série continentale.

Eocène inférieur :

Au-dessus (de 356 à 303 m) dans les calcaires gréseux à *Nummulites planulatus* et *Alveolina oblonga* qui marquent l'arrivée de la mer dans cette région à l'Eocène inférieur ainsi que dans les marnes grises où abonde *Nummulites jacquoti* (VEILLON, 1962), la kaolinite constitue 85 à 90 °/₀ de la fraction argileuse où elle est associée à de l'illite (10 à 15 °/₀). Enfin (de 303 à 295 m), dans les sables grisâtres et des argiles vertes qui marquent ici le sommet de l'Eocène inférieur, la kaolinite (90 °/₀) est associée à de petites proportions de minéraux micacés (10 °/₀) altérés et irrégulièrement interstratifiés avec des traces de montmorillonite.

Eocène moyen :

Avec la mise en place des sables grossiers parfois argileux et ligniteux (de 295 à 96 m) les minéraux illitiques (25 à 30 °/₀) deviennent plus abondants, bien que le caractère continental du milieu de dépôt reste nettement marqué; ils sont parfois associés en interstratification irrégulière avec des feuillets

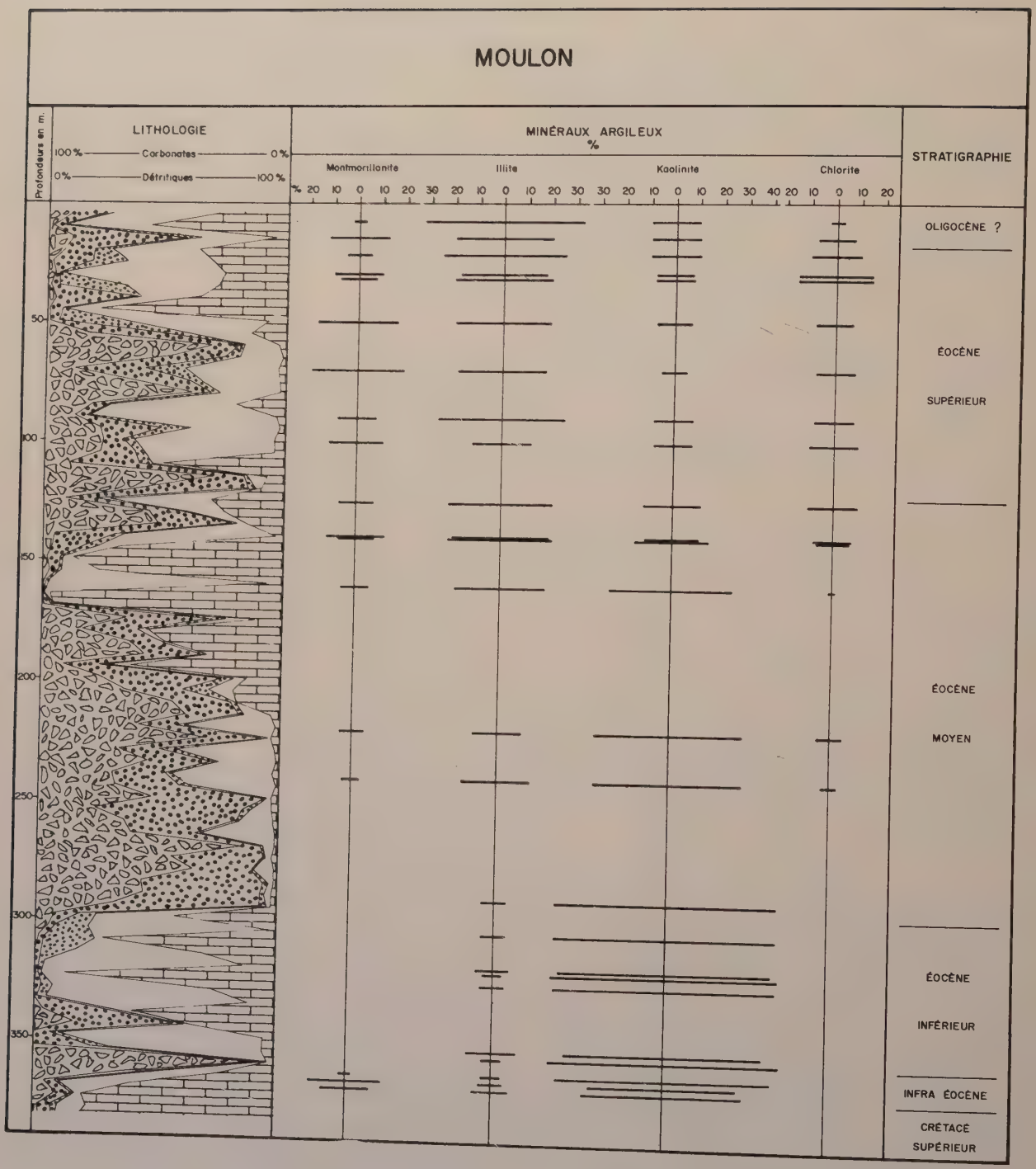


FIGURE 37
NATURE DES ARGILES DANS LE FORAGE DE MOULON.

montmorillonitiques peu abondants (5 à 10 °/₀).

Les niveaux de marnes et d'argiles intercalés (de 196 à 122 m) dans les calcaires gréseux à *Nummulites loeavigatus, Rotalia trochidiformis* et *Linderina burgesi*, puis dans les calcaires à *Orbitolites complanatus* et *Kathina*, et enfin dans les marno-calcaires à Miliolidae d'âge Eocène moyen (VEILLON, 1962) se caractérisent par de plus fortes proportions d'illite (35 à 45 °/₀) et de montmorillonite (10 à 25 °/₀). Après cette nouvelle transgression, les apports terrigènes semblent donc contenir de petites quantités de minéraux montmorillonitiques et de minéraux micacés. La chlorite n'apparait encore (15 à 20 °/₀) que dans les niveaux argileux (140 à 138 m) qui surmontent des marnes dolomitiques et marquent un épisode de sédimentation lagunaire (140 - 145 m).

Eocène supérieur :

Enfin, au sein des sables, argiles et molasses (de 122 à 46 m) qui matérialisent la base de l'Eocène supérieur, les proportions d'illite et de montmorillonite sont légèrement plus élevées; la kaolinite n'est plus alors qu'un constituant mineur de la fraction argileuse. Ces formations détritiques retrouvées dans de très nombreux puits-forés de la région de Libourne sont habituellement désignées sous le vocable classique de «Sables du Libournais». Elles passent latéralement vers le Nord et l'Est aux «Sables du Périgord» avec lesquels elles présentent de très profondes analogies par leur composition minéralogique. La chlorite est désormais présente dans tous les niveaux et en particulier dans les calcaires marneux et les marnes dolomitiques qui (de 46 à 18 m) représentent les derniers faciès marins et le plus souvent lagunaires de l'Eocène supérieur

Des sables et des argiles grises et brunes (de 18 à 12 m) témoignent de nouveaux apports détritiques. Leur fraction argileuse ayant la même composition que celle des couches sous-jacentes, ils peuvent correspondre à des remaniements locaux après la fin du mouvement de régression.

Oligocène :

Enfin, (de 12 m au niveau du sol) on observe des marnes blanches à Characées, d'origine lacustre, caractérisées par la prédominance de l'illite (60 à 70 °/₀) associée à de la kaolinite et à de faibles proportions de montmorillonite et de chlorite (5 à 10 °/₀). L'étude des côteaux dominant la vallée où est implanté ce forage montre que ces faciès essentiellement lacustres se poursuivent encore sur une trentaine de mètres d'épaisseur environ.

En résumé, les argiles rouges continentales qui se trouvent à la base de la série tertiaire sont caractérisées par l'association kaolinite-montmorillonite.

Au cours de l'Eocène moyen les proportions d'illite augmentent alors que celles de la kaolinite diminuent progressivement. De petites quantités de montmorillonite et de chlorite apparaissent dans des faciès lagunaires à sédimentation détritique ralentie ou nulle.

Les formations de l'Eocène supérieur se signalent par leur richesse en montmorillonite et en illite; c'est dans les faciès marins que les proportions de montmorillonite sont les plus élevées alors que la kaolinite disparait. La chlorite abonde plus particulièrement dans les faciès littoraux à tendance lagunaire.

Les formations de l'Oligocène ont un faciès lacustre et se caractérisent par l'association illite-kaolinite

Ainsi les variations de composition du matériel hérité seraient dans l'ensemble toujours assez progressives. Les petites variations observées, liées à celles des conditions de sédimentation, traduisent des phénomènes de «transformation» de certains minéraux argileux, voire même des néoformations comme celles des chlorites probablement.

7) Forage d'Auriac : La description détaillée de cette intéressante coupe de forage a été donnée à l'occasion de l'étude minéralogique de sa fraction sableuse. Nous examinerons rapidement les résultats de l'analyse de la fraction argileuse (fig. 38) des principales unités lithologiques puis les interprétations lithostratigraphiques et paléontologiques qu'autorise cette étude des minéraux argileux.

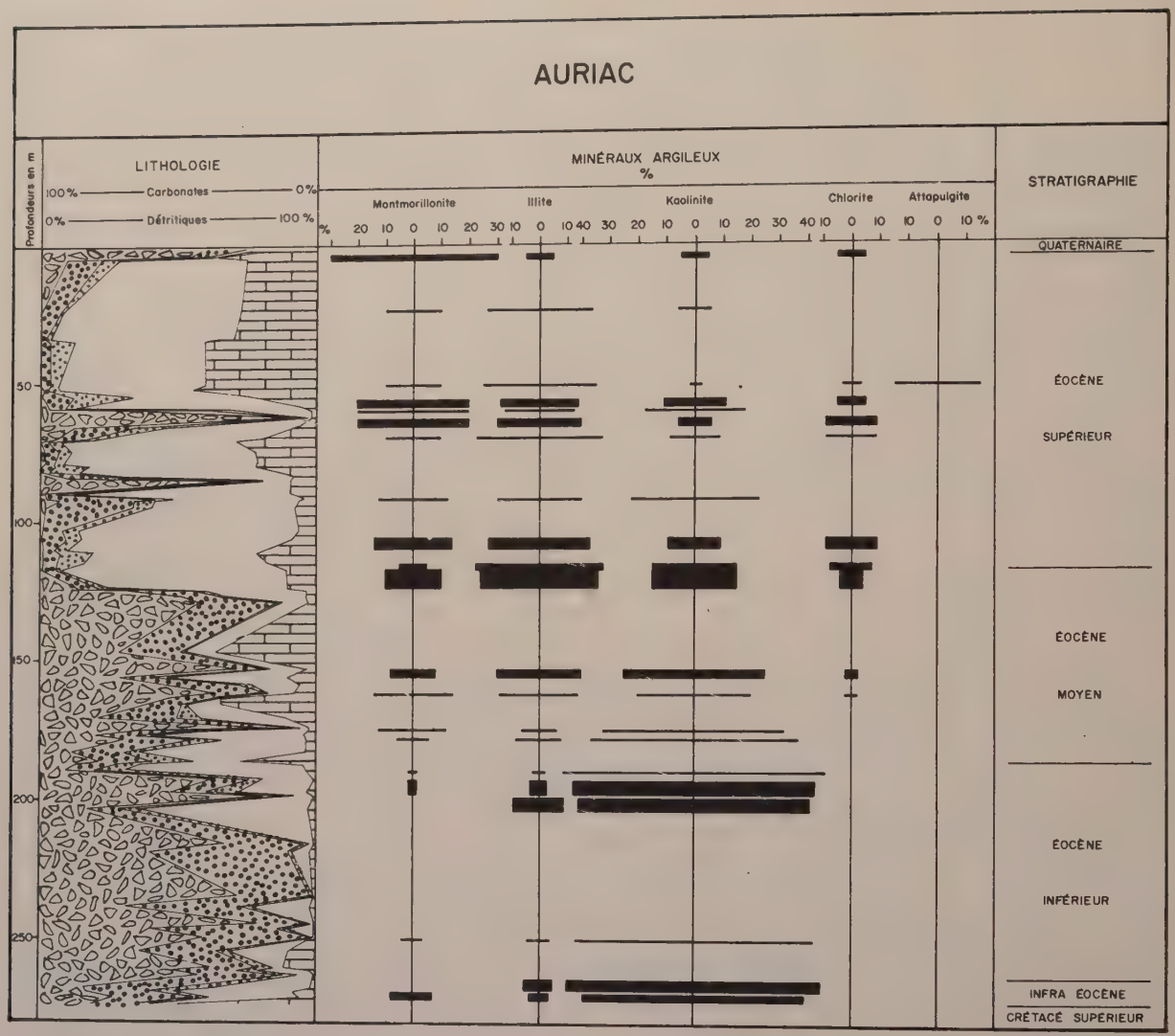


FIGURE 38 :
NATURE DES ARGILES DANS LE FORAGE D'AURIAC.

Infra-éocène :

- A la base de la série, sur les calcaires du Crétacé supérieur reposent (entre 272,25 et 268,45 m de profondeur) des argiles sableuses beiges dont la fraction argileuse, quoique essentiellement kaolinique, contient cependant 20 °/₀ de montmorillonite et 10 °/₀ d'illite.

Eocène inférieur :

- Les argiles rouge brique qui les surmontent (de 268,45 à 263,75 m) ne contiennent plus que de la kaolinite (90 °/₀) associée à des traces d'illite (5 à 10 °/₀).

Il en est de même (de 263,75 à 186,70 m) des formations sableuses grossières de couleur grise, déposées ensuite de manière sporadique en milieu continental dans une plaine d'épandage. On y rencontre des couches ligniteuses où la kaolinite est à nouveau associée à de petites proportions de montmorillonite (5 à 10 °/₀).

De par leur situation dans la coupe et leurs caractères lithologiques, tous ces terrains peuvent être considérés comme un équivalent latéral des formations marines d'âge éocène inférieur (marnes kaoliniques), bien datées dans la partie centrale du bassin.

Eocène moyen :

Après le dépôt de marnes argileuses puis d'argiles sableuses rouges (de 186,70 à 177,20 m) où apparait un peu de montmorillonite (10 à 15 °/₀), on observe (de 177,20 à 124,95 m) une série de formations sableuses grossières ou fines, plus ou moins argileuses, avec des intercalations calcaires (à 147 m et de 162,30 à 168 m) où les teneurs en illite et en montmorillonite augmentent notablement et atteignent 15 à 30 °/₀. Les éléments de faune recueillis dans ces niveaux calcaires illustrent bien la brièveté des incursions marines dans cette région et permettent de leur attribuer un âge éocène moyen (LAPIERRE, 1962). Cette série est couronnée (de 124,75 à 117,35 m) par un banc d'argile grise faiblement sableuse et calcaire où domine l'illite (45 °/₀), associée à de la kaolinite (30 °/₀), de la montmorillonite (20 °/₀) et des traces de chlorite (5 à 10 °/₀). Cette association de minéraux argileux témoigne de l'installation d'un régime de sédimentation fluvio-lagunaire qui marque la fin d'une séquence sédimentaire majeure. L'épaisseur totale des formations qui appartiennent à ce cycle sédimentaire d'âge éocène moyen atteint au maximum 80 m.

Eocène supérieur :

La partie supérieure de la coupe (de 117,35 à 4,85 m) comporte des molasses, des sables, des argiles et des marnes, généralement de couleur claire, beiges ou blanches, illustrant trois séquences lithologiques. Des phases de dépôts chimiques, en particulier un niveau de marnes lacustres à attapulgite (de 51,70 à 50,70 m) et des phases d'altération subaérienne marquées par la rubéfaction de certains niveaux d'argile (91,45 à 89,45 m et 58,65 à 55,65 m) soulignent les étapes de la sédimentation détritique.

La fraction argileuse de ces formations est caractérisée par l'association de la montmorillonite, de l'illite et de la kaolinite, ainsi que par la présence de chlorite dans presque tous les niveaux. Le niveau de marnes blanches lacustres se signale par des proportions non négligeables d'attapul-

Niveau	Profondeurs	(1) Carbonates °/₀	(1) Sable °/₀	(2) Montmorillonite	(2) Illite
4	4,85-23,55	27	8	20	40
7	34,55-50,70	40	6	20	40
8	50,70-51,70	45	7	16	78
9	55,15	25	34	30	30
10	55,15-58,65	5	13	5	27
11	58,65-59,65	1	70	46	35
12	59,65-62,60	1	98	25	38
13	62,60-65,60	6	47	40	30
14	65,60-69,50	18	21	20	40
15	69,50-70,50	28	8	15	60

TABLEAU 16 :
FORAGE D'AURIAC
NATURE DES ARGILES ET LITHOLOGIE DES MOLASSES DE L'EOCENE SUPERIEUR

(1) teneur en °/₀

(2) abondance relative (en °/₀) de la montmorillonite ou de l'illite dans la fraction argileuse.

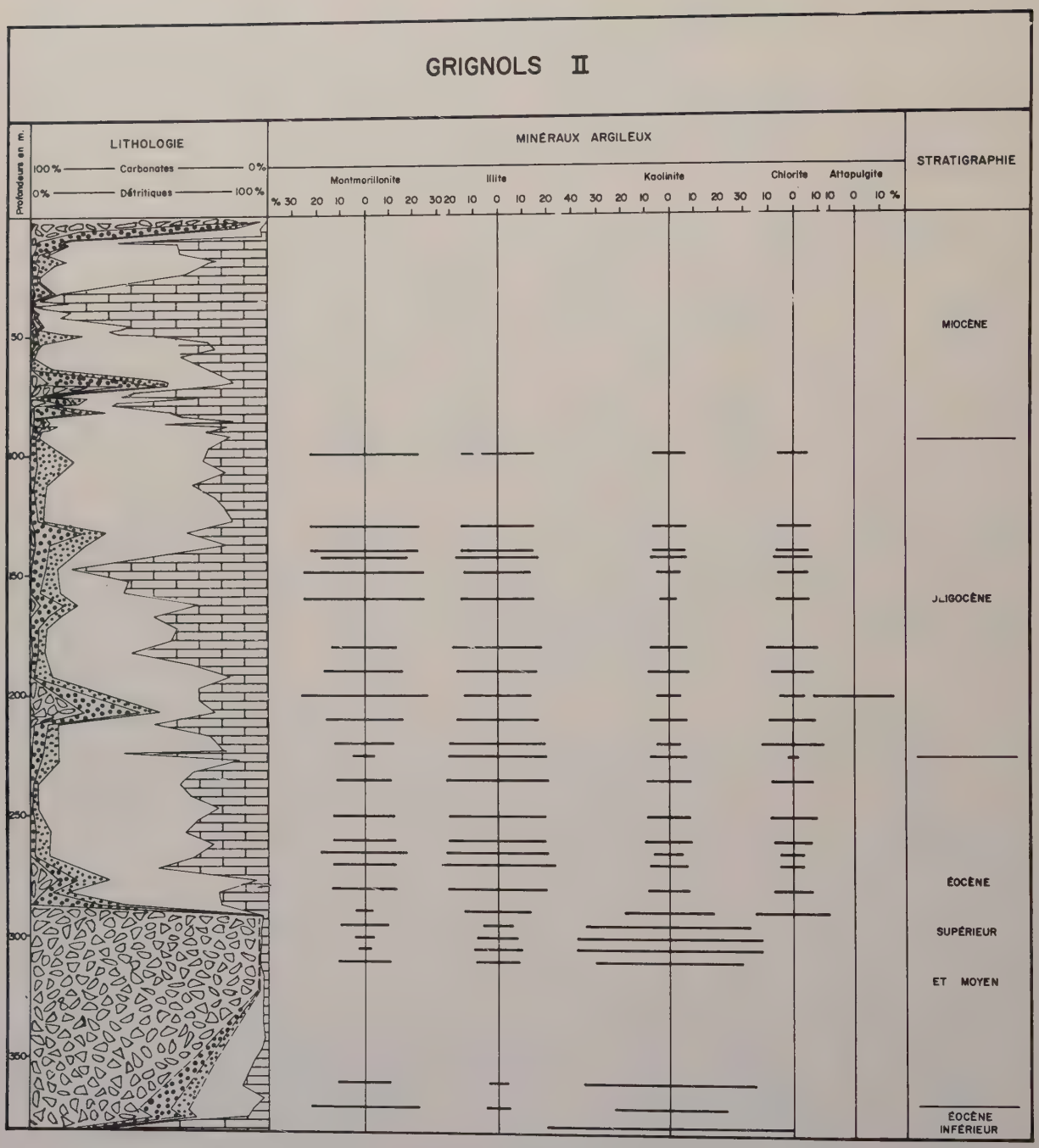


FIGURE 39 :
NATURE DES ARGILES DANS LE FORAGE DE GRIGNOLS.

gite et une grande pauvreté en kaolinite. Il est intéressant de noter l'abondance de la montmorillonite dans les niveaux les plus riches en éléments détritiques grossiers (tableau 16). Ce phénomène souligne bien l'origine détritique de ce minéral dans ces formations dont l'âge éocène supérieur est probable, en raison de leur situation entre les couches marines de l'éocène moyen et les calcaires lacustres oligocènes.

Quaternaire :

Les alluvions anciennes du Dropt (de 4,85 m au niveau du sol), sables grossiers et argiles de couleur brune, à éléments calcaires remaniés et roulés, se caractérisent par leur richesse en montmorillonite (60 %). Ce minéral est le constituant majeur des formations meubles du sous-sol de la haute vallée de cette rivière. Son abondance dans les alluvions reflète simplement la faiblesse de l'altération pédologique durant le quaternaire.

En résumé, de la base au sommet de cette série tertiaire où prédominent les faciès terrigènes, on constate une évolution de la composition du matériel argileux très comparable à celle observée plus à l'Ouest dans des séries entièrement marines (Bordeaux, Pessac). Aux formations sableuses essentiellement kaoliniques de la base, d'âge éocène inférieur, succèdent des sables argileux, des molasses et des calcaires marins d'âge éocène moyen où la kaolinite est associée à des proportions croissantes d'illite et de montmorillonite. Dans les molasses supérieures dont l'âge éocène supérieur est probable, la montmorillonite devient le minéral dominant, en particulier dans les niveaux terrigènes. La région d'origine du matériel détritique étant sensiblement la même durant toute cette période, il devient manifeste que l'évolution minéralogique constatée de la base au sommet de cette série résulte d'un changement de composition de l'héritage, et par conséquent d'un changement des conditions de genèse des argiles sur le continent.

8) Forage de Grignols (Fig. 39): Les formations traversées par ce forage n'ont encore donné lieu à aucune étude paléontologique détaillée et ne sont donc pas datées avec précision. Les faciès rencontrés, sables argileux continentaux ou marnes et calcaires molassiques littoraux, sont le plus souvent azoïques. Le matériel argileux y est abondant et sa composition varie notablement de la base au sommet de la série. L'âge de celle-ci est compris entre l'Eocène inférieur -les terrains crétacés n'ayant pas été atteints-, et le Miocène dans lequel a débuté le forage.

- A la base de la coupe, la série éocène débute (entre 380 et 367 m de profondeur), par des calcaires gréseux gris, où l'on note la présence exclusive de la kaolinite. Ce fait nous amène à penser que ces niveaux appartiennent à l'Eocène inférieur.

- Dans les graviers argileux et les sables qui (de 367 à 390 m) marquent une nette reprise des apports terrigènes, la kaolinite est associée à de petites proportions de montmorillonite, d'illite, et à des traces de chlorite. Ce dernier minéral est souvent marqué à 15 Å par la montmorillonite et à 7 Å par la kaolinite (fig. 40, diagr. 370 et 295 m); cependant sur les échantillons glycolés la raie à 14 Å apparaît sous forme d'un épaulement sur le pic de la montmorillonite.

- Dans la série des marnes jaunes ou beiges sus-jacentes, le cortège de minéraux argileux garde une composition constante (de 290 à 229 m) caractérisée par l'association montmorillonite-kaolinite-chlorite (diagr. 280 et 250 m). Ces dépôts dont l'âge n'est pas défini par des documents paléontologiques, semblent correspondre à un milieu de sédimentation littoral lagunaire. Par leur composition minéralogique ils nous paraissent devoir être rattachés aux formations de l'Eocène supérieur reconnues plus au Nord.

- Au-dessus (de 229 à 223 m), se rencontrent des argiles rougeâtres surmontées par des argiles marneuses blanches; la disparition de la chlorite et de la montmorillonite, et au contraire l'apparition d'attapulgite dans ces marnes témoignent, ainsi que d'autres caractères lithologiques, d'une période d'émersion suivie d'une phase de sédimentation lacustre (diagr. 225).

- Puis (de 223 à 95 m) se déposent des marnes jaunes et beiges assez semblables aux précédentes (diagr. 210 m). Toutefois un épisode

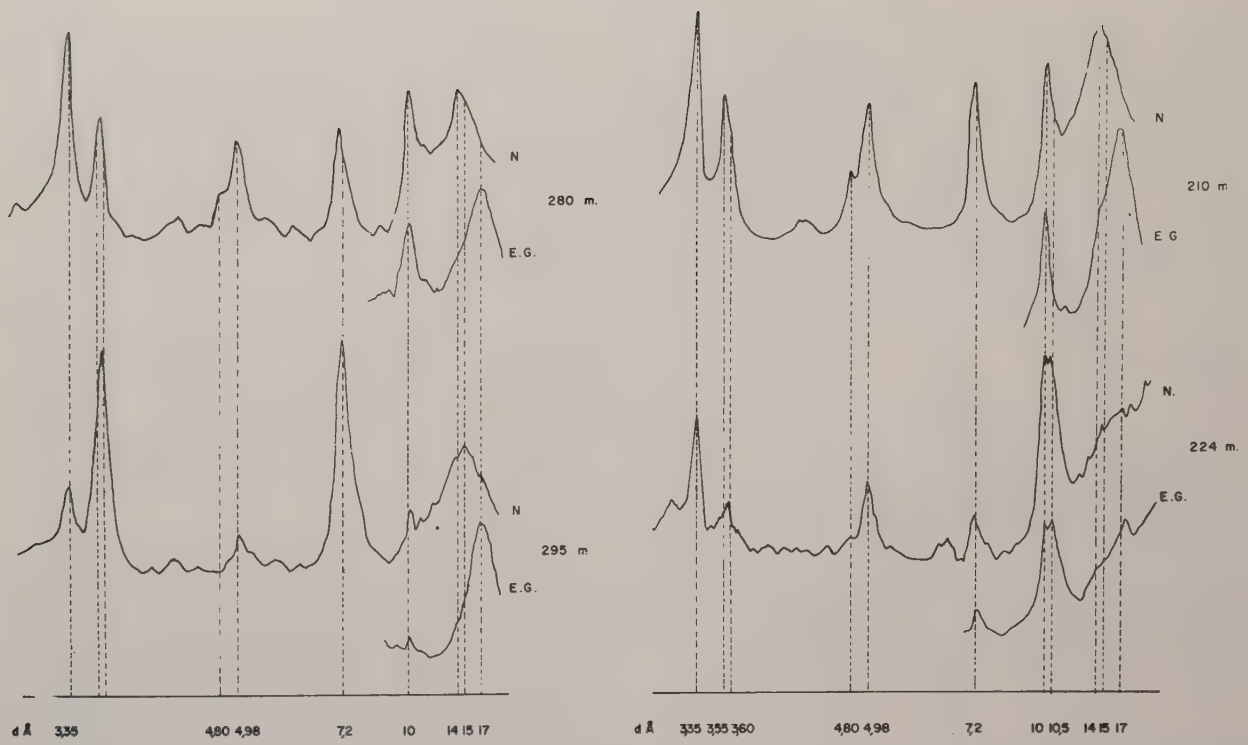


FIGURE 40 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE GRIGNOLS.

...leux (de 212 à 210 m) marque la reprise des apports terrigènes qui seront désormais plus riches en montmorillonite. Dans la partie supérieure de la coupe, constituée de marnes et de calcaires marneux attribués à l'Oligocène, le matériel argileux garde sensiblement la même composition.

En résumé, les variations générales de la composition du matériel argileux suivent dans cette coupe, une évolution analogue à celle observée dans des coupes situées plus au Nord qui intéressent l'ensemble des terrains éocènes.

Par leur richesse en kaolinite, les niveaux marneux de la base de cette coupe peuvent être comparés et assimilés aux niveaux de l'Eocène inférieur du Bordelais.

Dans les formations sus-jacentes, on constate une modification progressive de la nature des apports terrigènes qui, d'abord kaoliniques, deviennent plus riches en illite et en montmorillonite. Cette évolution caractérise dans le Nord de l'Aquitaine, la période comprise entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur.

9) Forage de Coutras III (fig. 41) : Cet ouvrage récent dont la base atteint les calcaires du Crétacé supérieur, fournit une coupe complète des formations tertiaires continentales. Jusqu'alors, seule la partie supérieure de ces terrains était connue à la faveur de forages plus anciens. Dans cette succession de dépôts essentiellement détritiques traversés sur une épaisseur de plus de 300 m, aucun document paléontologique n'apporte de précisions d'ordre stratigraphique. Les associations de minéraux argileux sont néanmoins susceptibles de nous éclairer sur les affinités de ces terrains avec des formations analogues rencontrées dans des coupes voisines.

- A la base de la série, au contact des for-

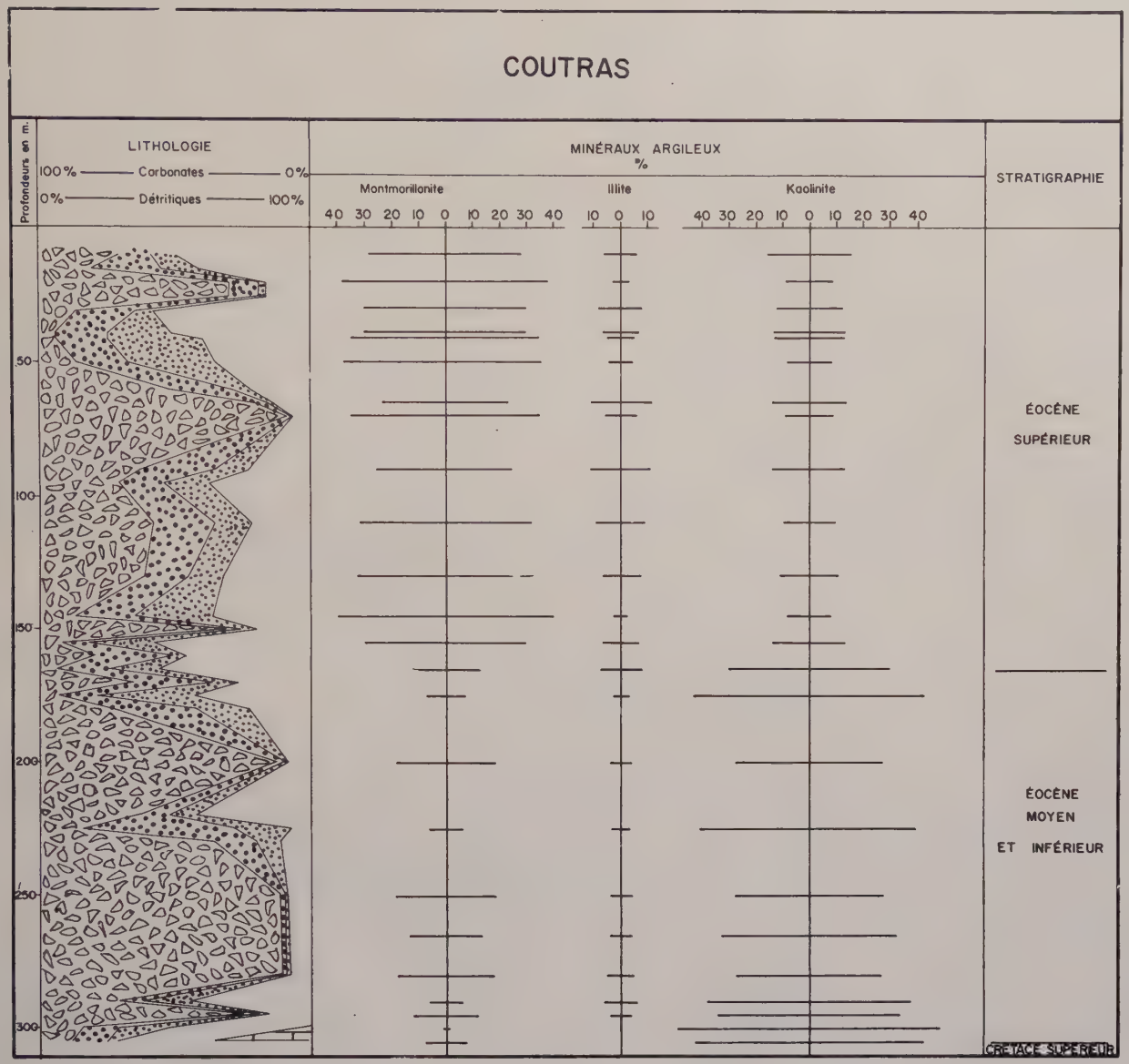


FIGURE 41 :
NATURE DES ARGILES DANS LE FORAGE DE COUTRAS III.

mations calcaires du Crétacé supérieur (de 300 à 297 m de profondeur) des argiles blanches et rouges sont constituées par de la kaolinite presque pure, bien cristallisée (fig. 42). Elles sont surmontées par des sables grossiers, rougeâtres (de 297 à 293 m) contenant des traces de montmorillonite et d'illite. Sur ces sables, reposent des argiles noirâtres (de 293 à 287 m) presqu'exclusivement kaoliniques.

- Les graviers et les sables grossiers argileux qui se sont déposés ensuite (de 287 à 165 m) renferment des intercalations argileuses, dont la position peut être précisée par l'examen des enregistrements de diagraphie électrique. Les argiles de ces formations, généralement de couleur blanchâtre, ont une composition assez constante où domine la kaolinite (60 à 80 °/₀) associée à de la montmorillonite (10 à 40 °/₀) et à un peu d'illite (5 à 10 °/₀)

- Dans toute la partie supérieure de la série

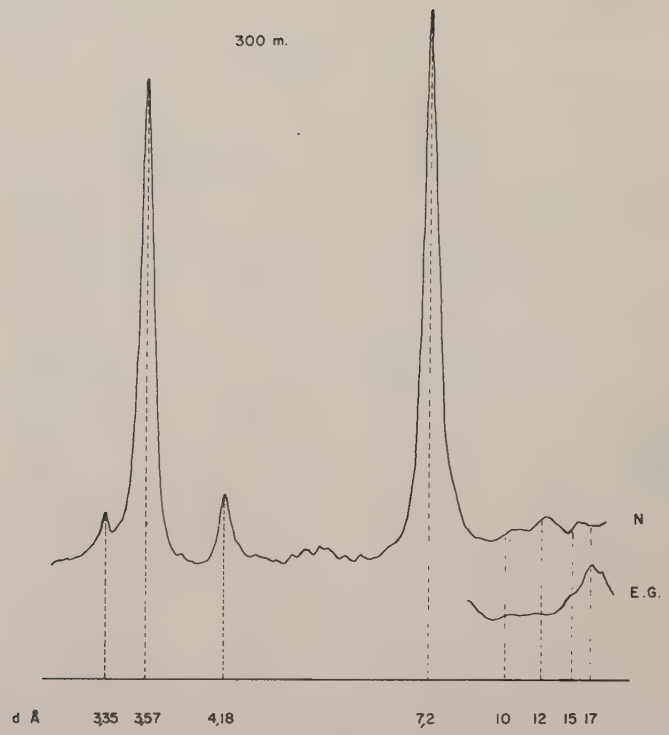


FIGURE 42 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE COUTRAS III.

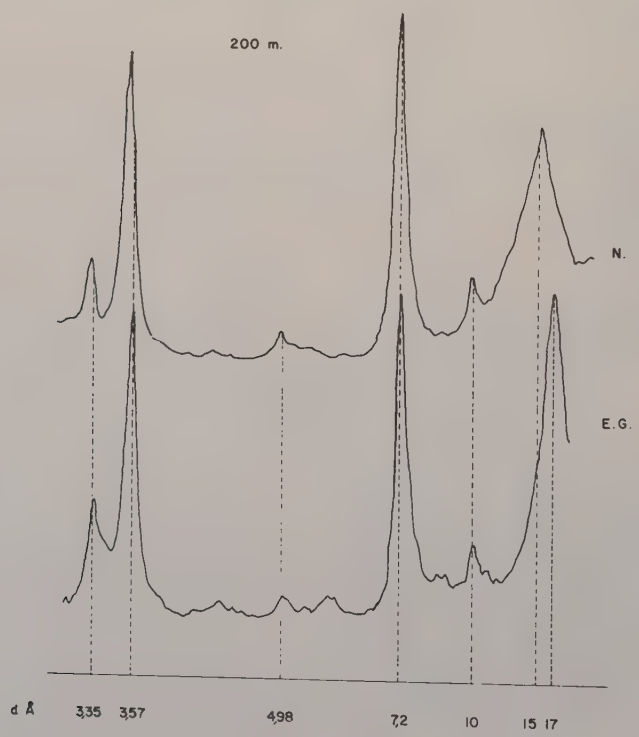


FIGURE 43 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE COUTRAS III.

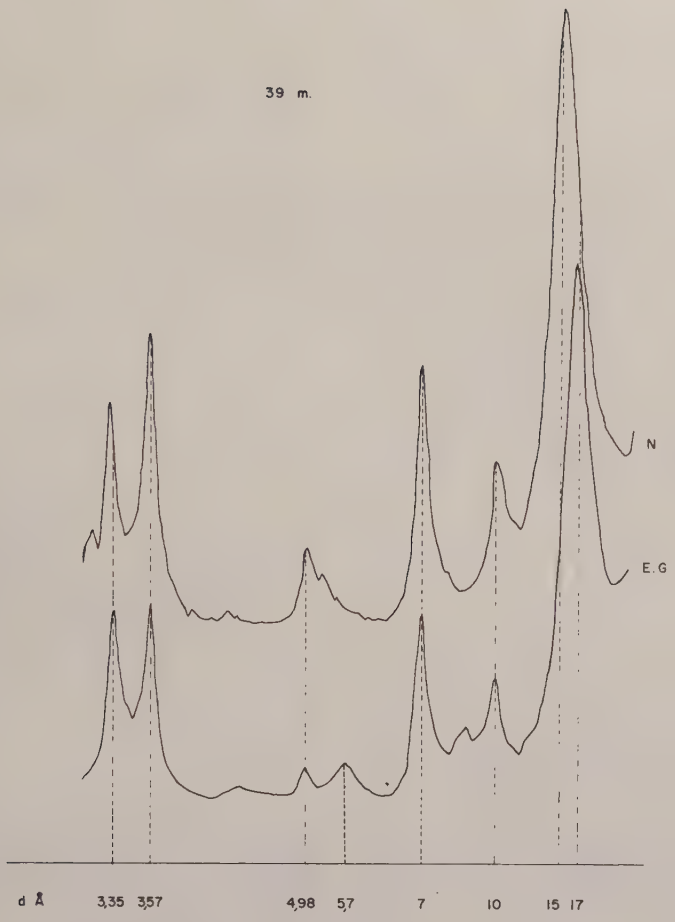


FIGURE 44 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE COUTRAS III.

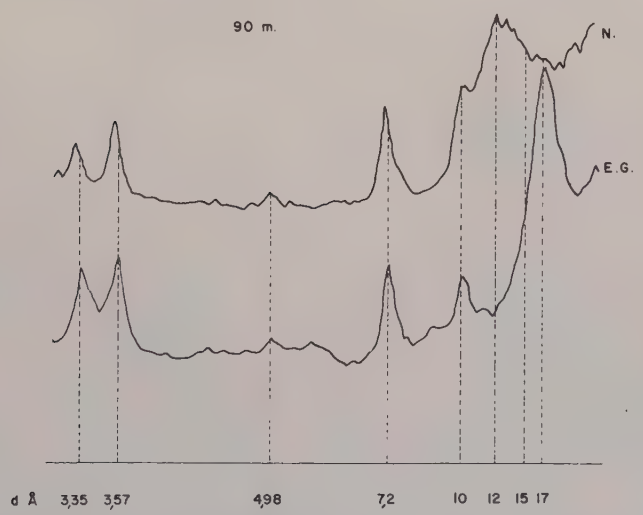


FIGURE 45 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE COUTRAS III.

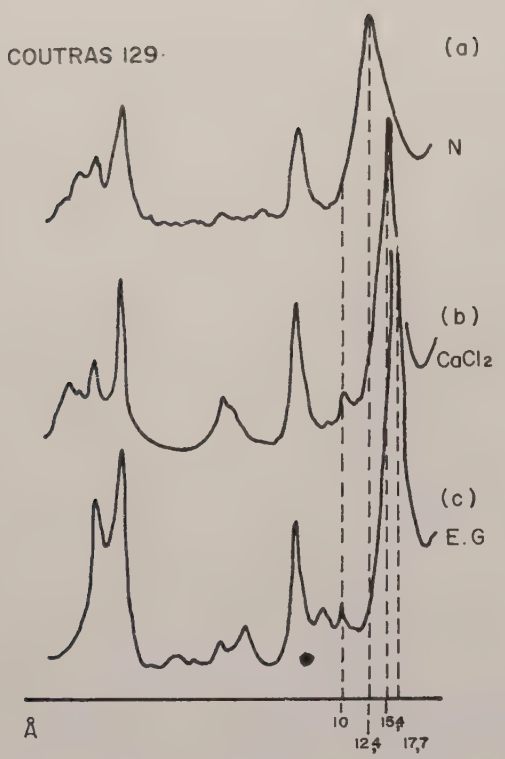


FIGURE 46.
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE COUTRAS

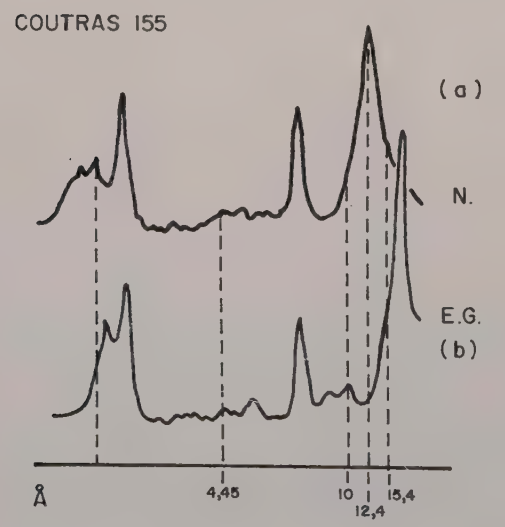


FIGURE 47 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE COUTRAS

(entre 165 et 10 m), la sonde a traversé des couches de sables et d'argiles grises, jaunes ou rougeâtres, caractérisées par la prépondérance de la montmorillonite (fig. 44). Ce minéral est souvent constitué par des feuillets déshydratés dont l'espacement basal est de 12,4 Å (fig. 45). La proportion de ce type de feuillet varie selon les niveaux; elle est particulièrement forte (entre 165 et 85 m) dans certains niveaux où le pic à 12,4 Å masque complètement les raies à 10 Å de l'illite et à 15 Å de la montmorillonite hydratée qui semble même absente de quelques couches (fig. 46).

Le mauvais état de cristallisation de ces montmorillonites «acides» est marqué par l'absence de raies 001 d'ordre supérieur à 1 dans les diagrammes d'échantillons «normaux». La réorganisation des cristaux se traduit par l'apparition de ces raies ainsi que par l'accroissement d'intensité de la raie 001 lors des traitements de saturation, soit :

- Saturation en ions Ca par immersion de l'échantillon dans une solution de CaCl 2. L'introduction de ces ions divalents dans le réseau provoque une déshydratation compensatrice des couches interfoliaires, ce qui se traduit par un espacement de 15 Å (fig. 46).

- Saturation en glycol, l'espacement basal passe à 17 Å quel que soit l'état d'hydratation préalable. La raie 001 est alors très intense, marquant un état d'organisation plus rigoureuse (fig. 47).

Dans toutes ces formations les illites sont peu abondantes et plutôt dégradées, le pic 002 étant toujours faible (fig. 45) ou même totalement absent (fig. 47)

En résumé, les principales variations de composition du matériel argileux dans cette série sont comparables dans leur ensemble à celles observées dans l'Eocène du Bordelais, et dans la coupe du forage de Sainte-Foy-la-Grande. Sur les argiles kaoliniques qui recouvrent directement les calcaires du Crétacé supérieur et dont la mise en place est antérieure à l'Eocène moyen, on trouve des formations détritiques grossières, épaisses de 100 m environ, où domine encore la kaolinite comme dans les sables de l'Eocène moyen à Moulon et à Bassens par exemple. Les sables

et argiles qui constituent la partie supérieure de cette coupe, sont riches en montmorillonite; nous avons observé que dans les coupes voisines, la prépondérance de ce minéral était l'un des caractères fondamentaux des formations de l'Eocène supérieur.

L'étude comparée des argiles fournit donc des arguments à une interprétation lithostratigraphique de cette série azoïque.

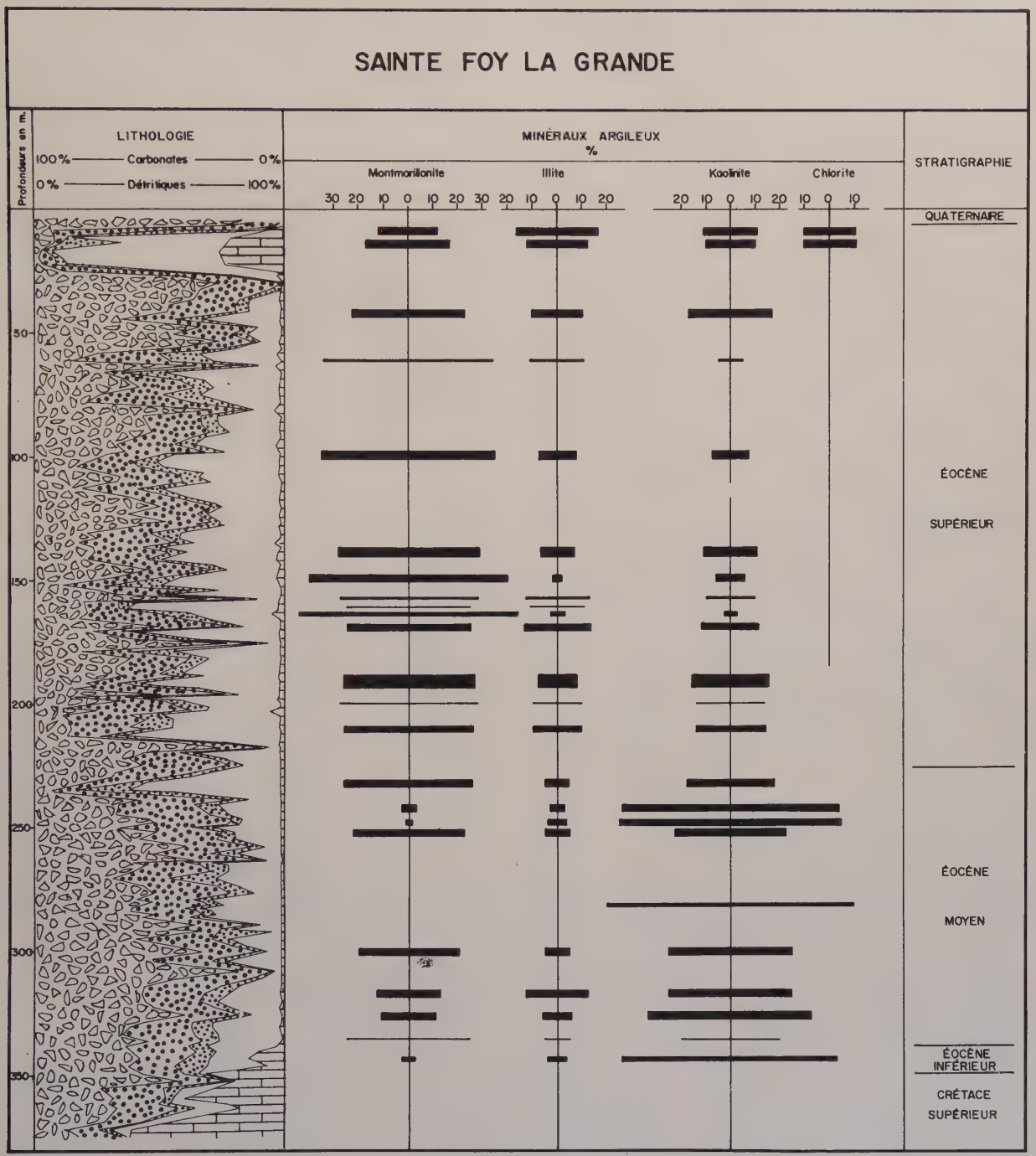


FIGURE 48 :
NATURE DES ARGILES DANS LE FORAGE DE SAINTE-FOY-LA-GRANDE.

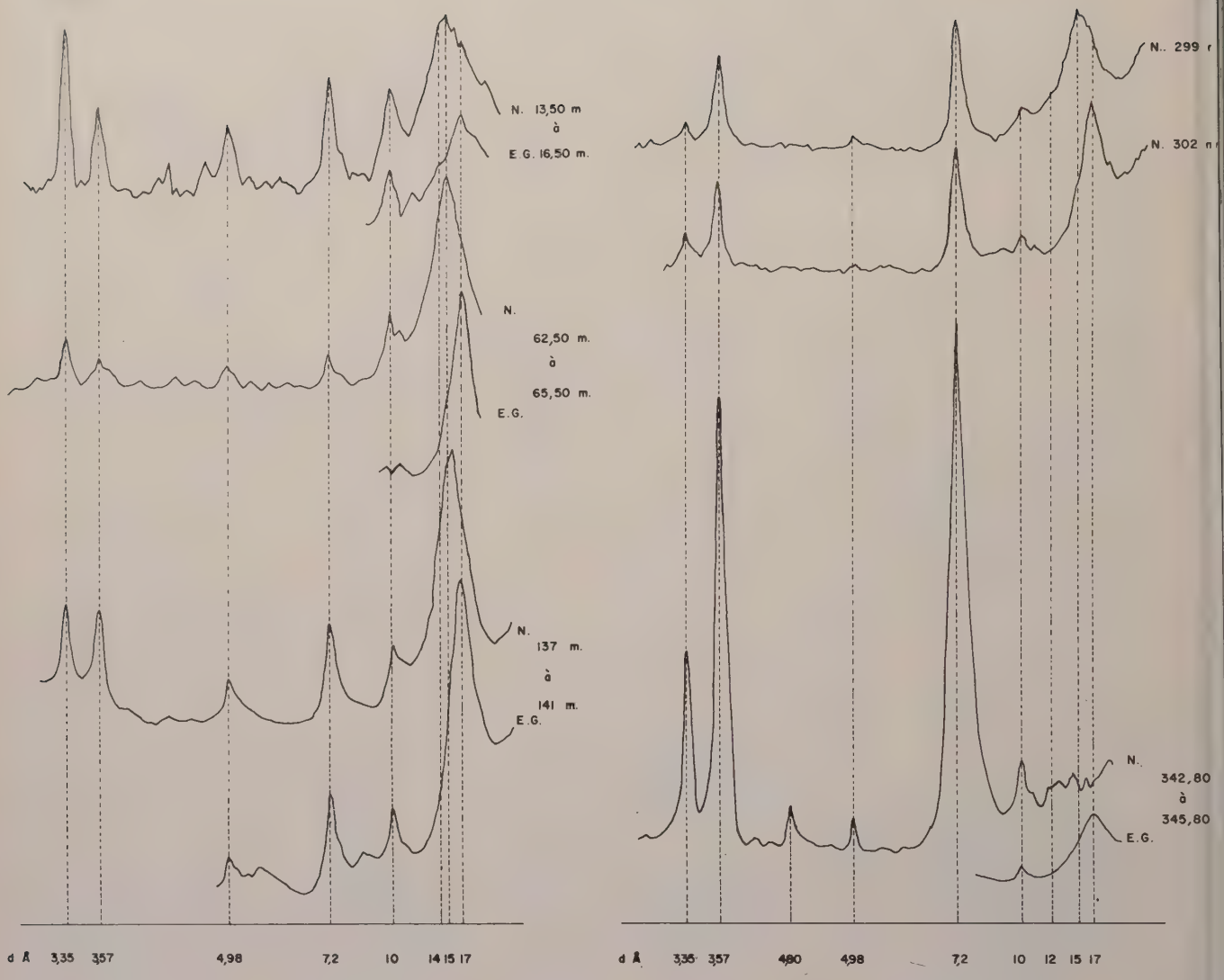


FIGURE 49 :
DIFFRACTOGRAMMES D'ARGILES DU FORAGE DE SAINTE-FOY-LA-GRANDE.

10) Forage de Sainte-Foy-la-Grande (fig. 48) : Dans cette importante série de formations continentales, déjà décrites à propos de l'étude minéralogique de la fraction sableuse (KLINGEBIEL, 1961), des associations de minéraux argileux assez différents correspondent aux principales unités lithologiques qui y ont été distinguées.

Les calcaires et les calcaires marneux du Crétacé supérieur, traversés entre 348 et 375 m de profondeur et prélevés en carotte (entre 363,20 et 366,25 m) ont une fraction argileuse, essentiellement montmorillonitique. (1)

A la base de la série tertiaire (entre 348,80 et 337,80 m), sur les formations calcaires du Crétacé supérieur, reposent des couches de sables grisâtres avec quelques intercalations marneuses, de couleur grise

(1) A côté de la montmorillonite on note environ 10 % de feuillets à 10,7 Å et 15 % de feuillets à 7 Å. La prédominance de la montmorillonite est habituelle dans les calcaires du Crétacé supérieur.

ou jaunâtre, qui ont livré un matériel argileux essentiellement kaolinique (fig. 49)

La partie inférieure de la «Série sablo-argileuse» (de 337,80 à 238,05 m) est caractérisée par l'abondance de la kaolinite. La prédominance de ce minéral n'est cependant pas constante; elle n'apparait pas non plus liée à la coloration ou à la granulométrie de ces dépôts. (1)

A la base (entre 337,80 et 299,55 m) d'appréciables proportions d'illite et de montmorillonite sont associées à la kaolinite (fig. 49). La montmorillonite se rencontre aussi bien dans les «niveaux rouges» que dans les couches de couleur grise ou jaune; la présence de ce minéral ne semble donc liée à aucun faciès particulier.

Au-dessus (entre 299,55 et 238,05 m) la kaolinite prédomine à nouveau nettement. Parfois même, les autres minéraux sont absents (fig. 49).

La partie supérieure de «la série sablo-argileuse», entre 238,05 et 25 m, est constituée par des sédiments légèrement plus fins où l'alternance des couches grossières et fines apparait moins rapide; elle se caractérise par la dominance de la montmorillonite, la permanence de l'illite et la modicité des proportions de kaolinite. Ici encore, les variations de composition du matériel argileux ne semblent pas correspondre à la rythmicité granulométrique des dépôts. Dans toutes ces formations, et plus particulièrement dans celles comprises entre 238,05 et 145 m, les montmorillonites sont relativement instables et contiennent une certaine proportion de feuillets ayant un espacement basal de 12 Å. (2)

Le «niveau molassique» (de 25 à 6 m) s'individualise nettement par l'absence d'éléments détritiques grossiers, la présence de carbonates (calcite et dolomite) et la composition de sa fraction argileuse qui comporte des proportions sensiblement égales de montmorillonite, d'illite, de kaolinite et de chlorite (fig. 49). La chlorite, associée à de la dolomite, semble caractériser ici un faciès lagunaire assez comparable à ceux qui se développent à la fin de l'Eocène supérieur du Bordelais.

Les argiles des alluvions quaternaires de la Dordogne rencontrées par ce forage entre 0 et 6 m, n'ont pas été étudiées dans le cadre de ce travail.

En résumé, en l'absence de données paléontologiques sur l'âge de ces terrains, seule l'étude sédimentologique approfondie permet de montrer qu'ils se sont déposés tout au long des temps éocènes. En particulier la composition du matériel argileux subit des variations analogues à celles observées dans les séries marines rencontrées au centre du bassin. On retrouve en effet, au contact de terrains crétacés, des sédiments détritiques grossiers kaoliniques; ils témoignent d'apports terrigènes chimiquement évolués, comme ceux qui ont atteint le Bordelais à l'Eocène inférieur. Il parait vraisemblable que les dépôts riches en montmorillonite et en illite de toute la partie supérieure de la série sablo-argileuse de cette coupe, représentent l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur. Enfin, le niveau molassique marno-dolomitique à chlorite, s'apparente aux molasses et aux marnes lagunaires de l'Eocène supérieur du Bordelais.

La série éocène du forage de Ste-Foy-la-Grande se continue par les argiles et les molasses, essentiellement montmorillonitiques qui sont visibles dans les côteaux de la rive droite de la Dordogne (Molasse inférieure du Fronsadais).

Toutefois, la datation précise de ces formations terrigènes à l'aide de considérations lithostratigraphiques basées seulement sur l'étude de la composition minéralogique des argiles n'est pas rigoureuse. Cette comparaison apporte cependant des renseignements intéressants qui seront examinés dans le contexte de la mise en place des grandes masses terrigènes dans le Nord de l'Aquitaine au cours du Paléogène.

(1) Il faut d'ailleurs remarquer que l'échantillonnage de cette coupe est trop lâche pour qu'une relation certaine puisse être établie entre ces divers critères.

(2) Cette proportion est considérablement accrue par traitement de l'échantillon par HCL 2N. C'est là un phénomène intéressant à signaler car on le retrouve dans la coupe du forage de Coutras, dans des formations lithologiquement et stratigraphiquement analogues (KLINGEBIEL, 1964).

11) Forage d'Issigeac (*) : La série tertiaire traversée par ce forage est épaisse de 155 m; elle ne présente que des faciès continentaux azoïques: calcaires lacustres marnes et sables. Ces terrains intéressent la période comprise entre le Crétacé terminal représenté par des calcaires gréseux du Maëstrichtien supérieur, et l'Eocène supérieur auquel on rapporte habituellement les «Calcaires d'Issigeac et de Saint-Cernin qui terminent cette coupe.

- Dans les grès ferrugineux et les sables argileux qui (de 153 à 145 m de profondeur) recouvrent les calcaires du Crétacé supérieur, la kaolinite est le seul constituant de la fraction argileuse. Ces formations continentales sont connues à l'affleurement, plus au Nord et plus à l'Est, sur les terrains mésozoïques, et sont désignées sous le terme de «Sidérolithique».

- Les marnes calcaires, blanchâtres, associées aux divers bancs de calcaires à *Microcodium* rencontrés entre 145 et 138 m, sont caractérisées par l'abondance de la montmorillonite.

Les marnes et les argiles associées (de 138 à 90 m) aux nombreux bancs de calcaires lacustres, sont marquées par la présence des minéraux argileux de type fibreux, attapulgite surtout (112 m), mais aussi sépiolite à certains niveaux. Ces minéraux sont associés à de moindres proportions de montmorillonite, d'illite et quelquefois de kaolinite (116 à 104 m).

Les argiles associées aux dépôts sableux, qui (de 90 à 40 m) représentent les premiers dépôts franchement détritiques dans cette région, sont caractérisées par la prédominance de la montmorillonite. Cependant, au sein des intercalations lacustres (à 75 et 65 m) la sépiolite et l'attapulgite apparaissent en assez forte quantité.

Au sommet de la coupe enfin, (de 41 m au niveau du sol) dans les calcaires lacustres silicifiés dits «Calcaires d'Issigeac et de Saint-Cernin», il n'y a pratiquement pas de minéraux argileux identifiables avec certitude.

En résumé, par la prépondérance des formations d'origine chimique, la série tertiaire de la région d'Issigeac caractérise donc un domaine de sédimentation très particulier à l'extrémité orientale de la dépression de la basse Dordogne.

Néanmoins, si l'on excepte les minéraux fibreux, attapulgite et sépiolite, dont la néoformation en milieu lacustre est ici évidente, la composition du matériel argileux de ces terrains temoigne de variations assez comparables à celles observées dans des séries situées plus à l'Ouest dans des domaines mieux alimentés en éléments terrigènes. Aux sables «sidérolithiques» à kaolinite succèdent des dépôts lacustres à montmorillonite. Puis les apports détritiques restent extrêmement réduits pendant tout l'Eocène; seuls les niveaux molassiques supérieurs (entre 90 et 41 m) peuvent donner une idée de la composition des apports terrigènes qui atteignent alors cette région. Comme les minéraux lourds, les minéraux argileux conduisent à admettre que ces molasses résultent d'épandages détritiques mis en place au début de l'Eocène supérieur dans le Nord de l'Aquitaine (KLINGEBIEL, 1962).

(*) Les résultats détaillés de l'analyse lithologique de cette coupe sont donnés à propos des minéraux lourds.

(B)

ETUDE DES AFFLEUREMENTS

Bien que les affleurements de terrains éocènes soient généralement très limités et ne présentent le plus souvent que des faciès particuliers, l'analyse de leur contenu argileux s'avère intéressante; elle permet d'utiles comparaisons avec les formations homologues trouvées en forages, et apporte de nécessaires précisions sur la répartition des formations terrigènes dans l'espace. En ce qui concerne les terrains oligocènes dont les affleurements sont plus vastes et plus nombreux, cette analyse fournit des arguments à une stratochronologie de cette période.

1) Formations de l'Eocène Inférieur:

Aucune formation marine fossilifère de cet âge n'affleure dans le Nord de l'Aquitaine. Seuls des dépôts continentaux azoïques, mis à jour en carrières peuvent être rapportés à cette période. Ce sont des sables argileux ou des argiles formant la base des formations détritiques de la bordure nord du bassin.

a) Sidérolithique des Charentes :

Ces terrains sont particulièrement bien représentés en Charente et en Charente-Maritime, dans les régions de Baignes et de Montguyon où les lentilles d'argiles kaoliniques qu'ils contiennent sont activement exploitées comme terres réfractaires.

Nous décrirons succinctement, deux gisements étudiés :

- Carrière de Tureau-Sauvine à Clérac (Charente-Maritime) : La kaolinite est le seul constituant de la fraction argileuse de ces formations épaisses d'une trentaine de mètres. Par leur intensité et leur étroitesse, les différents «pics» du spectre de diffraction X témoignent de l'excellent état de cristallisation de ce minéral, tant au sein des argiles kaoliniques blanches, objet de l'exploitation de cette carrière, que dans les niveaux de sables argileux, brun-rougeâtre, à stratification entrecroisée, qui les recouvrent. Cependant, à la base de la coupe, dans des argiles ligniteuses riches en barytine, un certain désordre se manifeste dans le réseau de la kaolinite sous forme d'un plateau entre 4,40 et 3,50 Å , visible même sur les diagrammes obtenus à partir d'agrégats orientés. Au sommet de la coupe, dans la zone d'altération superficielle de ces sables argileux exclusivement kaoliniques, des minéraux micacés, irrégulièrement interstratifiés avec de rares feuillets montmorillonitiques, apparaissent en proportions non négligeables.

L'association de la kaolinite avec un cortège de minéraux lourds (RECHINIAC, 1962) où dominent les espèces résistantes, tourmalines, zircons, minéraux titanés (rutile, anatase, brookite) doit être notée ainsi que l'absence d'éléments feldspathiques.

- Carrière du Grand-Pineau au Fouilloux (Charente-Maritime) : La disposition des terrains est sensiblement la même; la couche d'argile kaolinique blanche est recouverte par des sables argileux épais d'une trentaine de mètres environ.

L'étude minéralogique des sables (RECHINIAC, 1962), a montré l'existence de deux formations différentes :

- la première englobe les niveaux de kaolin situés à la base de la coupe et la moitié inférieure des morts-terrains, sables et graviers argileux généralement bien classés, de couleur grise. Elle offre le même cortège de minéraux lourds résistants que les formations précédemment décrites; elle est également dépourvue d'éléments feldspathiques. La kaolinite est

le constituant exclusif de la fraction argileuse. Cependant, la couche d'argile blanche à kaolinite qui est exploitée se révèle relativement riche en illite (15 °/₀). Malgré leur richesse en paillettes de mica blanc les couches sus-jacentes, sables et graviers jaunes et roux à stratification horizontale, sont pauvres en illite. Des traces de lépidocrocite sont nettement visibles dans les spectres de diffraction de la fraction argileuse (fig. 16).

- la seconde intéresse la partie supérieure de la coupe. Ce sont des sables à graviers, parfois très argileux, de couleur grise, verte ou brune, à stratification entrecroisée, et riches en feldspaths. Par rapport aux couches inférieures, le cortège de minéraux lourds accuse seulement une plus forte proportion de staurotide. Dans la fraction argileuse, l'illite (15 à 20 °/₀) et la montmorillonite (15 à 30 °/₀) sont relativement abondantes. Comme les minéraux des sables, les minéraux argileux indiquent bien un renouvellement des apports terrigènes. La prédominance de la kaolinite dans ces dépôts résulte probablement en partie de remaniements des couches inférieures ainsi que le laissait supposer l'étude des minéraux lourds. La lépidocrocite apparaît ici encore avec netteté (fig. 16 b) dans les diagrammes de diffraction de l'argile.

Par ses caractères minéralogiques, la formation inférieure semble bien appartenir au «Sidérolithique» tandis que les couches supérieures représentent un dépôt plus tardif qui, nous le verrons n'est pas sans analogie avec les «Sables du Périgord».

b) Sidérolithique de Dordogne :

Dans la région de Bergerac, à la limite d'affleurement des calcaires du Crétacé supérieur, au lieu-dit Pombonne, une ancienne carrière de kaolin est ouverte dans une poche karstique creusée dans les calcaires maestrichtiens. Ceux-ci affleurent largement, à une altitude bien supérieure, quelques centaines de mètres plus au Nord, tandis que vers le Sud-Ouest, ils plongent assez brusquement car on ne les retrouve qu'en forage, à plus d'une centaine de mètres de profondeur, sous l'agglomération de Bergerac.

Les terrains qui remplissent cette poche représentent les couches les plus inférieures du «Sidérolithique». Au centre de la carrière, on observe sur plus d'une dizaine de mètres d'épaisseur, une succession de sables et de grès siliceux dont le cortège de minéraux lourds (RECHINIAC, 1962) est relativement homogène et se caractérise par la présence quasi exclusive de tourmaline, de zircon et de minéraux titanés. Cette série détritique est limitée à la base par un lit d'argile ligniteuse que nous avons retrouvé en position oblique sur le bord de la poche, à la faveur d'un rafraîchissement du front de taille opéré en 1964. Les déformations subies par cette assise et le désordre des bancs de grès siliceux, nous paraissent résulter de l'effondrement du fond de cette dépression karstique (fig. 50).

Les calcaires visibles à l'extrémité sud de la carrière sont profondément altérés et parcourus de fractures parfois garnies de sable argileux. Ils sont recouverts d'une couche hétérogène d'argiles bariolées, brunes ou verdâtres, contenant des lentilles de sable et de gros rognons de silex blonds. Le désordre qui règne dans cette couche témoigne de ses déformations consécutives à l'enfoncement de tous les terrains de remplissage de la poche.

La composition de la fraction argileuse de ces diverses formations (Tableau 17) illustre leurs conditions de genèse et de mise en place.

Les sables argileux garnissant les fentes du calcaire altéré livrent l'association kaolinite (85 °/₀) et montmorillonite (15 °/₀). De même, les argiles bariolées à silex qui représentent manifestement un niveau de décalcification des calcaires, sont composées d'un mélange de kaolinite et de montmorillonite en proportions sensiblement égales.

Par contre, l'argile ligniteuse et les sables qui remplissent la poche sont presqu' exclusivement kaoliniques avec de faibles proportions de minéraux micacés (10 °/₀ au maximum). Ces terrains ont donc la même composition que le Sidérolithique de Charente.

Au sommet de la coupe enfin, les sables et graviers jaunes et rouges qui recouvrent indifféremment tous les niveaux précédents, se caractérisent par l'abondance des minéraux micacés très altérés, et irrégulièrement interstratifiés avec de moindres proportions de feuillets gonflants du type montmorillonite.

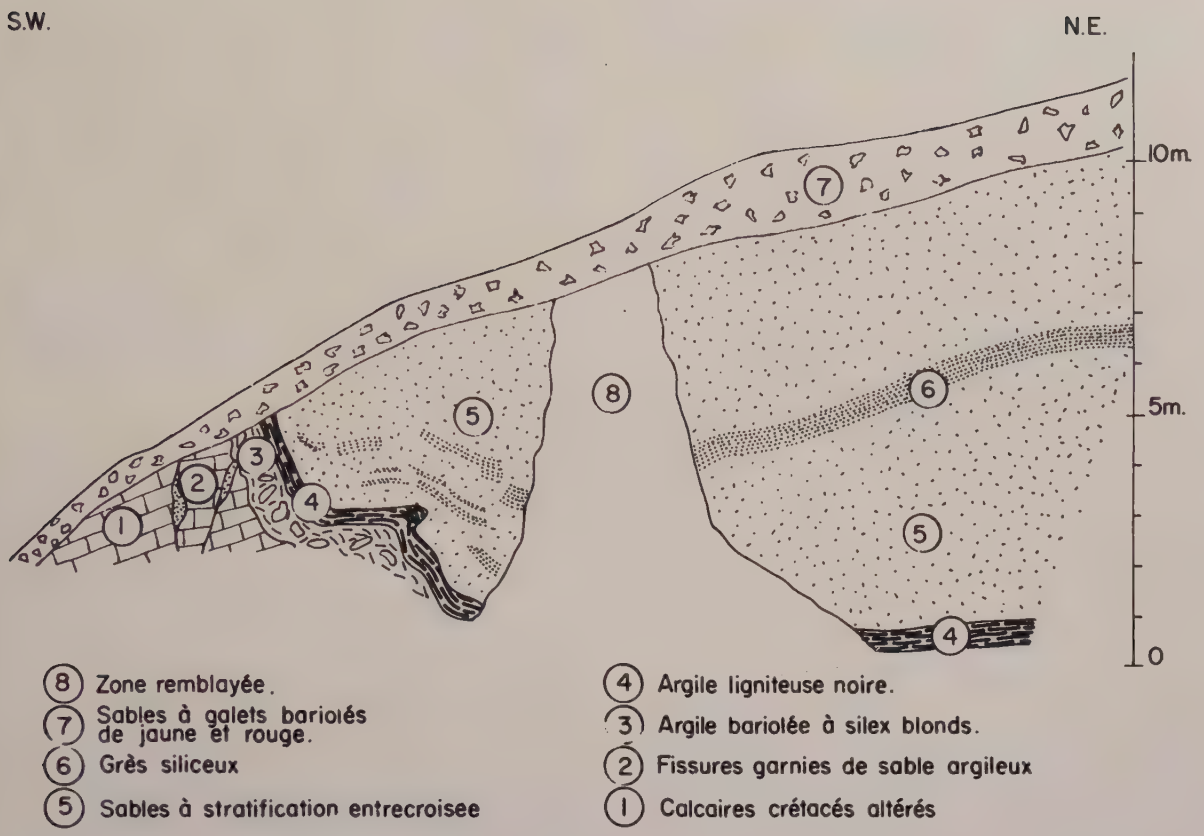


FIGURE 50

CARRIERE DE POMBONNE; CONTACT CRETACE-SIDEROLITHIQUE.

Il est probable qu'il s'agit ici de l'altération pédologique ancienne d'un épandage différent des niveaux sous-jacents.

Nous citerons pour mémoire, les formations sidérolithiques qui recouvrent la surface karstique des Causses de la région des Eysies et de Cadouin. Nous y avons observé les gisements de kaolinite déjà décrits par KULBICKI (1956); ce minéral est le constituant presqu'exclusif de la fraction argileuse de tous les dépôts détritiques qui leur sont plus ou moins directement associés.

Comme la fraction sableuse, la fraction argileuse de ces terrains présente donc une composition minéralogique très comparable à celle des formations du Sidérolithique des Charentes.

2) Formations de l'Eocène Moyen :

En quasi totalité les terrains de cet âge, visibles à l'affleurement, sont constitués par des calcaires thalassogènes relativement pauvres en éléments détritiques sableux ou argileux. Dans les coupes étudiées, des intercalations calcaréo-marneuses n'ont livré qu'un matériel très dégradé en raison, semble-t-il, du mauvais état des affleurements qui sont d'ailleurs fort rares et très peu étendus.

a) Formations marines :

1°) En bordure de la Gironde, un peu au Nord de Royan, les sédiments de nature essentiellement calcaire qui oblitèrent un ancien modelé affectant les formations crayeuses du Crétacé

supérieur ont été attribués à l'Eocène moyen par divers auteurs (ABRARD, 1931; FABRE, 1939). Les intercalations marneuses que nous avons pu relever dans les affleurements de l'Anse de Puyraveau à Saint-Palais, ont fourni un matériel argileux peu abondant, de composition très particulière. Il s'agit d'un mélange de minéraux illitiques et montmorillonitiques, totalement dépourvu d'éléments kaoliniques; outre l'existence d'édifices interstratifiés irréguliers à base de feuillets à 10 et à 15 A°, on note une forte proportion de feuillets à 12 A° gonflant à 17 A° par saturation en glycol (fig. 51). Nous sommes donc en présence d'une montmorillonite ne possédant qu'une seule couche de molécules d'eau interfoliaire.

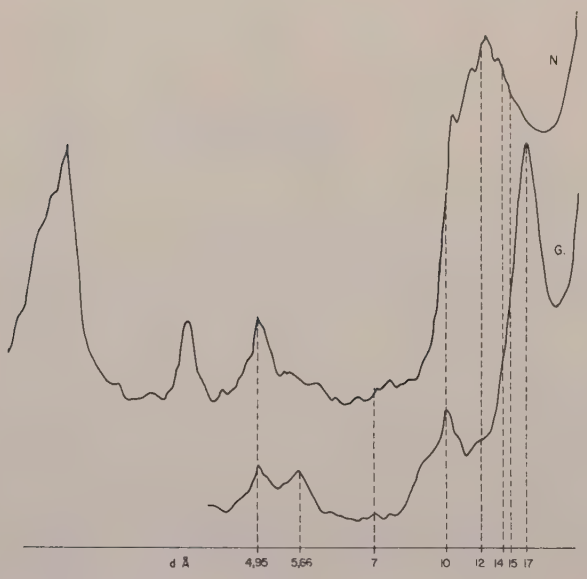


FIGURE 51 :
DIFFRACTOGRAMMES DES ARGILES DE SAINT - PALAIS
(Charente - Maritime).

L'absence de kaolinite et la prépondérance de la montmorillonite associée à de l'illite sont assez exceptionnelles dans les formations calcaires de l'Eocène moyen du bassin nord-aquitain; une telle association de minéraux argileux est plus connue dans les formations de l'Eocène supérieur au centre et à l'Est du bassin.

2°) A Blaye, à la base de la coupe de la Citadelle (DUCASSE, KLINGEBIEL, LABRACHERIE et alt., 1963), les calcaires de l'Eocène moyen affleurent sur une épaisseur dépassant à peine un mètre. Ils renferment quelques niveaux légèrement marneux, pulvérulents en surface, ayant subi une altération non négligeable. Le matériel argileux de ces niveaux a une composition minéralogique très constante : 5 à 10 °/₀ de montmorillonite, 20 à 25 °/₀ d'illite et 65 à 70 °/₀ de kaolinite. Nous retrouvons ici l'association de minéraux argileux habituelle dans les formations de même âge observées en forage au centre du bassin.

b) Formations continentales : Nous rapporterons provisoirement à l'Eocène moyen certains gisements de la partie supérieure des formations du Sidérolithique qui, entre les vallées de la Dronne et de la Dordogne, se caractérisent par l'abondance du disthène dans leur fraction sableuse (RECHINIAC, 1962). La nature de la fraction argileuse de ces dépôts (Tableau 17) appelle cependant quelques remarques:

Dans les gisements où la tourmaline est encore très abondante, seule la kaolinite est présente dans la fraction argileuse; par contre, l'illite et la montmorillonite apparaissent en proportions importantes (25 à 35 °/₀) dans les gisements moins riches en minéraux résistants (Laveyssière, Beauronne). Il semble qu'on puisse rapporter également à ce type d'épandage les couches sommitales de la coupe de Pombonne et les gisements de Saint-Aulaye et de Bourgnac où s'observent de notables proportions de minéraux micacés irrégulièrement interstratifiés avec des feuillets du type montmorillonite. En raison de leurs conditions de gisement, ces sables argileux ont probablement subi une altération pédologique ancienne qui les a enrichis en kaolinite et corrélativement appauvris en minéraux argileux fragiles, illite et montmorillonite en particulier, dont l'interstratification représenterait une des étapes d'altération.

En raison de la rareté, de la dispersion et de la variété des formations susceptibles d'être rapportées à l'Eocène moyen, il n'est pas possible d'établir les lois de répartition des minéraux argileux dans le bassin nord-aquitain par une étude ne portant que sur les affleurements.

N° ECH.	LOCALITE	MINERAUX LOURDS DOMINANTS	COMPOSITION DE LA FRACTION ARGILEUSE			
			M °/₀	I °/₀	K °\°	I - M °/₀
3696	LAMOTHE-COIRON	Tourmaline - Disthène	-	-	100	-
3701	ST-AULAYE	Disthène	-	5	95	+
3705	CHEZ PARICHE	Disthène - Tourmaline	-	-	100	-
3714	BEAURONNE	Disthène	15	10	75	+
3723	BOURGNAC	Disthène	5	5 °/₀	90	+
3724	EGLISE-NEUVE D'ISSAC	Disthène	-	-	100	-
3728	LA VAYSSIERE	Disthène	35	25	40	+

TABLEAU 17.
NATURE DES ARGILES DU SIDEROLITHIQUE ENTRE DRONNE ET DORDOGNE.

3) Formations de l'Eocène Supérieur :

Ces terrains affleurent plus fréquemment non seulement sur les bordures, mais aussi vers le centre du bassin, soit dans le fond des grandes vallées actuelles, soit dans la couverture des domes tectoniques qui se sont édifiés à l'Oligocène et au Miocène. C'est en partant de l'observation des formations marines déposées dans les parties les plus centrales du bassin qu'ont été établies (BLAYAC 1930) les premières corrélations avec les dépôts continentaux azoïques de bordure.

a) Dôme de Blaye :

Des terrains d'âge éocène supérieur affleurent assez largement sur l'anticlinal de Blaye dont ils constituent la couverture; la surélévation tardive et l'érosion de cet accident à l'Oligocène, puis au Miocène, les ont mis à jour. Sur la rive droite de la Gironde, un peu au Sud de Blaye, le côteau de Pré-Videau permet d'observer toute une série des formations de l'Eocène supérieur sous leur faciès classique (fig. 52):

- A la base, la «formation supérieure» du Calcaire de Blaye (VEILLON et VIGNEAUX, 1961 a), épaisse d'une dizaine de mètres est visible en contrebas de la route de Bourg à Blaye et dans la «carrière de l'Octroi». Ce sont des calcaires bioclastiques généralement dépourvus de matériel argileux, quoique renfermant une proportion non négligeable (10 °/₀) de sable quartzeux. Dans ces calcaires, un banc marneux, à la partie inférieure, et des couches de marno-calcaires à Milioles, Mollusques et Echinodermes à la partie supérieure, ont livré un mélange en proportions sensiblement égales de montmorillonite, illite et kaolinite. Cette association se retrouve un peu partout dans les faciès calcaires de l'Eocène supérieur dans le Nord de l'Aquitaine. La nature «alumineuse» des illites reflète bien ici le caractère franchement marin du milieu de sédimentation. (BOUTOT, KLINGEBIEL et LATOUCHE, 1963).

- Dans les «marnes à *Ostrea cucullaris*», souvent dolomitiques, qui surmontent les calcaires on voit apparaître des traces de chlorite. Vers le toit de ces marnes, la proportion de kaolinite diminue progressivement alors que l'état de dégradation des illites augmente sensiblement.

- Les marnes blanches et «le calcaire lacustre de Plassac» sont bien caractérisés par l'association illite-attapulgite, habituelle dans les milieux riches en Si, Ca et Mg (MILLOT, 1957). L'identification de l'attapulgite aux rayons X

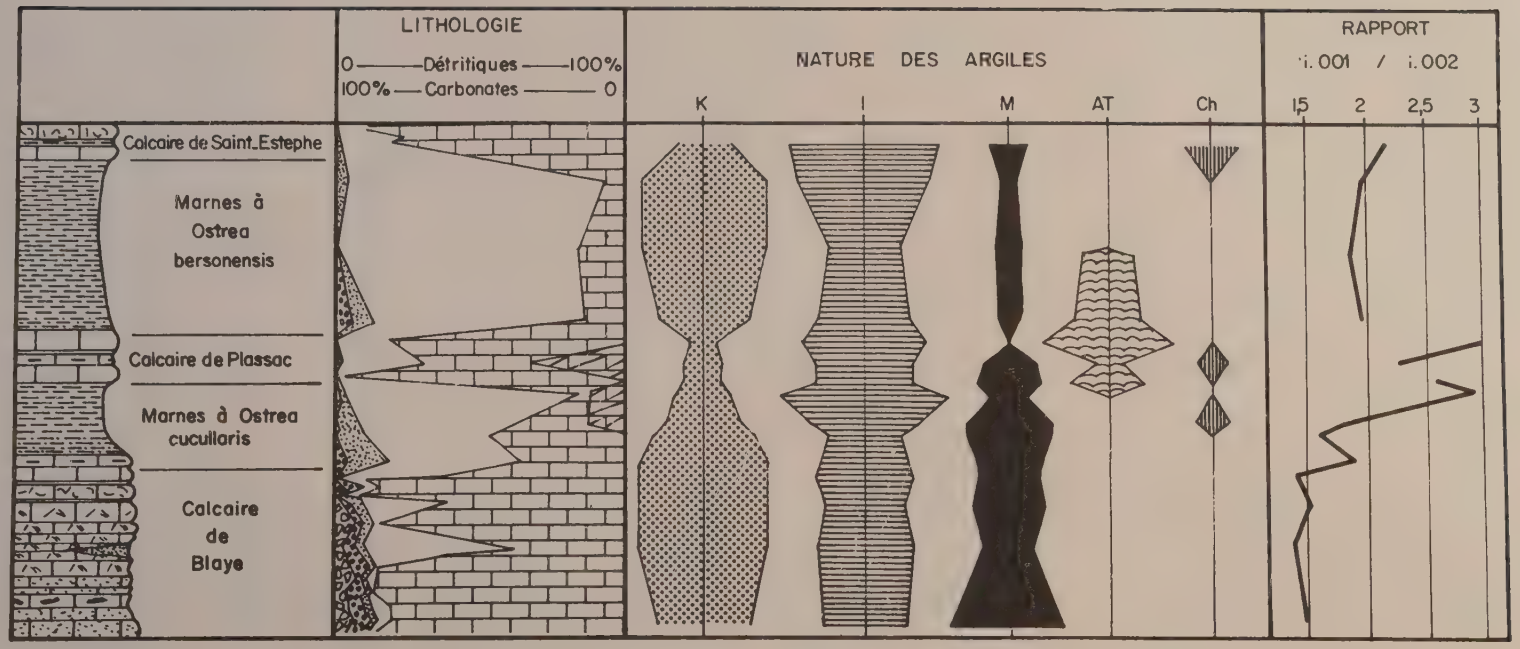


FIGURE 52:

NATURE DES ARGILES DANS LA COUPE DE BLAYE - PRE-VIDEAU.

u été confirmée par l'observation au microscope électronique qui a montré l'aspect fibreux de ce minéral.

- Sur les calcaires lacustres se sont déposées des marnes argileuses verdâtres ou bistres dont la puissance atteint ici une dizaine de mètres. La kaolinite devient le minéral argileux prédominant (40 à 50 °/o); elle est associée à de fortes proportions d'illite (30 à 40°/o). Les minéraux montmorillonitiques sont devenus très rares et sont toujours plus ou moins interstratifiés avec de l'illite. Dans ces marnes, A. FABRE (1939) a distingué, à la base, une assise verdâtre à nodules calcaires qu'il rattache à la formation de Plassac, tandis qu'il attribue les couches supérieures de couleur bistre aux «couches à *Ostrea bersonensis*». Le seul argument paléontologique avancé en faveur de cette distinction semble être l'absence d'Huîtres à la partie inférieure. Nous avons constaté que les niveaux les plus inférieurs des «argiles à *Ostrea bersonensis*» contenaient une certaine proportion d'attapulgite. Ces faits ne permettent pas à eux seuls de grouper en une même unité stratigraphique, le calcaire de Plassac et la base de ces argiles. En effet, l'apparition de grosses quantités de kaolinite, témoin d'apports détritiques nouveaux, ainsi que la disparition de la montmorillonite, marquent avec le retour des influences marines un important changement des conditions de sédimentation, et caractérisent nettement le début d'un nouveau cycle sédimentaire. L'attapulgite peut avoir été en effet directement reprise lors de la transgression, au substratum lacustre qui en est particulièrement riche.

Dans ces argiles, bien que les minéraux montmorillonitiques soient peu abondants, les illites restent du type alumineux (rapport i001/i002 compris entre 1,7 et 2,1) ce qui souligne le caractère alcalin du milieu de sédimentation. La faune où dominent les huîtres puis les Echinodermes du genre *Sismondia* devient très abondante au sommet de la formation.

- La coupe se termine par des bancs de calcaires que l'on peut rattacher à la formation de Saint-Estèphe (BOUTOT, 1964). Sur une épaisseur de 4 m environ on peut distinguer les faciès suivants :
- à la base un calcaire à grain fin, de couleur beige, riche en *Sismondia occitana.*

- un niveau de calcaire marneux blanchâtre pulvérulent dont la fraction argileuse se compose d'illite (60 °/o), de kaolinite (30 °/o) et de minéraux montmorillonitiques (10 °/o), irrégulièrement interstratifiés avec de l'illite.

- un calcaire lumachellique à tests de Lamellibranches, fortement recristallisé et pratiquement dépourvu de matériel argileux.

Dans cette coupe, les variations de composition du matériel argileux illustrent deux séquences sédimentaires :

- La première retrace un vaste mouvement de régression. Aux calcaires supérieurs de Blaye à kaolinite, déposés en milieu marin néritique succèdent des marnes à montmorillonite et illite, puis des marnes à huîtres, dolomitiques, riches en illite, et enfin des calcaires lacustres à attapulgite.

- La seconde correspond à l'arrivée de nouveaux apports terrigènes et à un retour des influences marines, illustrées par le dépôt de marnes à huîtres, riches en kaolinite et illite, puis par des calcaires zoogènes à illite et kaolinite.

Les faciès d'argiles à huîtres qui illustrent la fin de la séquence, ne sont pas représentés au sommet de cette coupe, mais on les retrouve souvent dans les affleurements voisins. Ce sont des marnes et des argiles, brunes ou verdâtres, à *Ostrea bersonensis* et Anomies, qui recouvrent le calcaire de Saint-Estèphe. Malgré leurs analogies d'aspect avec les argiles et les marnes à huîtres inférieures au «calcaire», ces couches s'en distinguent nettement par leur composition minéralogique caractérisée par l'abondance de la montmorillonite. Le tableau 18 montre l'homogénéité de constitution de chacune de ces deux formations argileuses dans le Blayais.

Ainsi, dans le cadre de cette deuxième séquence lithologique, correspondant à la «transgression du calcaire de Saint-Estèphe», nous observons une évolution de la composition du matériel argileux, sensiblement de même nature que dans la première séquence. Bien que les faciès lacustres de régression soient absents on note cependant en certains points, une nette évolution des conditions de sédimentation vers un régime laguno-lacustre bien représenté dans le Bordelais.

Plus au Sud, diverses coupes décrites dans la littérature géologique classique

(Plassac, Bois-de-Barbe, Roque de Thau, Marmisson) offrent de nombreux affleurements des formations de l'Eocène supérieur. On y retrouve en particulier le «calcaire de Plassac», les «marnes à *Ostrea bersonensis*» et le «calcaire de Saint-Estèphe», sous divers faciès, marin franc, marin littoral, ou continental lacustre. Par leur lithologie ces diverses unités apparaissent très hétérogènes dans le détail; on y observe de nombreuses variations latérales, alternance et récurrence de faciès qui rendent bien difficile l'interprétation lithostratigraphique des affleurements.

L'analyse de la fraction argileuse de ces dépôts confirme cette hétérogénéité. Cependant le groupement statistique des résultats permet de définir la composition type de ces formations et de préciser l'amplitude et le sens des variations de composition. Nous avons, dans ce but, adopté un mode de représentation graphique sur diagramme triangulaire (Fig. 53) en considérant les valeurs suivantes:

- % illite + % attapulgite
- % kaolinite + % chlorite
- % montmorillonite

On voit ainsi s'individualiser les principales formations définies sur le terrain et apparaître des faciès minéralogiques particuliers dont il convient soit de reconsidérer l'interprétation stratigraphique initiale, soit le plus souvent d'interpréter la nature par rapport au contexte général de la sédimentation argileuse. Par exemple :

- au sein des «marnes à *Ostrea bersonensis*», des niveaux d'argiles à illite-kaolinite offrent tous les intermédiaires entre des faciès de sédimentation lacustre à attapulgite et des faciès lagunaires sursalés à chlorite. Il s'agit là de récurrences de phases lacustres ou lagunaires dans un domaine de sédimentation très littoral.

Les faciès lacustres du «Calcaire de Saint-Estèphe» proviennent tous de la coupe de Roque-de-Thau; ils y sont directement surmontés par des calcaires marins de l'Oligocène. Par leur composition minéralogique, ces faciès lacustres, constitués de marnes et d'argiles sableuses présentent des affinités marquées avec les niveaux de transgression de l'Oligocène, alors qu'ils apparaissent bien différents

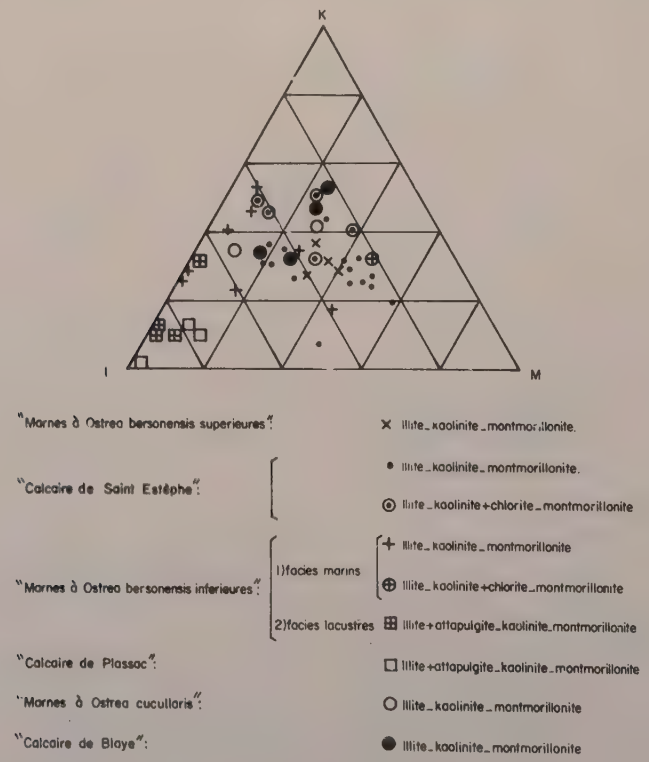


FIGURE 53 :
COMPOSITION DES ARGILES DE L'EOCENE SUPERIEUR, SUR LE FLANC SUD DE L'ANTICLINAL DE BLAYE.

Formations	M	I	K	Ch
MARNES SUPERIEURES :				
BRIGNON	30	35	35	0
CHAGNEAU	30	40	30	0
PLAISANCE	35	35	30	0
LAVENSEAU	40	30	30	0
CALCAIRES DE ST-ESTEPHE :				
PRE-VIDEAU	20	50	15	15
MARNES INFERIEURES :				
LAGARDE	10	45	45	0
PRE-VIDEAU	10	40	50	0
PETITS-ARNAUDS	5	55	40	0
LE RIPASSOU	0	70	30	0

TABLEAU 18.
ANALYSE COMPAREE DES MARNES DITES «A OSTREA BERSONENSIS» DANS LE BLAYAIS.

des argiles de l'Eocène supérieur dans cette région.

b) En Médoc :

La formation supérieure du calcaire de Blaye n'affleure qu'à l'emplacement du dôme de Listrac. Dans la carrière de Peyrelebade de petits niveaux légèrement marneux nous ont livré un matériel argileux peu abondant où domine la kaolinite (35 à 50 %); l'illite (40 à 45 %) y est associée, en interstratification irrégulière, avec des feuillets de montmorillonite assez peu nombreux (10 %). La chlorite quoiqu'en faible proportion est toujours présente.

Les autres formations de l'Eocène supérieur qui affleurent en Médoc ont été l'objet de révisions stratigraphiques (FABRE, 1939; Tableau 19). Nous n'avons pu analyser les argiles à *Ostrea bersonensis* sous-jacentes au Calcaire de Saint-Estèphe. Par contre, les argiles à Anomies et *Ostrea bersonensis* de Saint-Estèphe et de Vertheuil affleurent largement à la base des côteaux couronnés par les calcaires oligocènes aux confins de ces deux communes. Une coupe continue, relevée à la faveur de travaux d'adduction d'eau entre les villages de Laujac et de Cissac montre la richesse en montmorillonite (40 à 60 %), tant des argiles à Anomies que des marnes blanches qui marqueraient selon FABRE (1939, p. 368) la limite entre l'Eocène et l'Oligocène. Nous verrons que les argiles vertes du sommet de cette coupe ont une composition bien différente de celles du substratum d'âge Eocène supérieur (Tableau 20).

ZONE XI	CALCAIRE A ANOMIES
ZONE X (Barthonien supr. ou Ludien)	MARNES BLANCHES DE BLAIGNAN ET DE CIVRAC ARGILES DE ST-ESTEPHE ET DE VERTHEUIL A ANOMIA, ET OSTREA BERSONENSIS
ZONE IX (Barthonien inférieur)	CALCAIRE A ECHINIDES DE ST-ESTEPHE ORDONAC, CIVRAC ET BEGADAN CALCAIRE DE SAINT-YZANS CALCAIRES A MILIOLES DE ST-ESTEPHE ARGILES DE ST-ESTEPHE A OSTREA BERSONENSIS

TABLEAU 19.
STRATIGRAPHIE DE L'EOCENE SUPERIEUR EN MEDOC D'APRES A. FABRE (1939).

c) Dans le fond des grandes vallées :

Et en particulier dans le Libournais, on attribue habituellement (BLAYAC, 1930) à l'Eocène supérieur des formations détritiques essentiellement argileuses qui affleurent en bordure des vallées de la Dordogne et de ses affluents. Ces terrains groupés sous le terme de «Molasse inférieure du Fronsadais» sont opposés à des terrains plus récents et généralement plus sableux, dénommés «Molasse supérieure de Fronsac». Un niveau lacustre sépare parfois ces deux formations, en particulier dans la région de Sainte-Foy-la-Grande où il passe latéralement au Calcaire d'Issigeac.

A Fronsac, la molasse inférieure est constituée par des argiles beiges ou grises riches en montmorillonite.

A Branne (Fig. 54) en bordure de la Dordogne ces molasses sont visibles sur une quinzaine de mètres d'épaisseur. Très hétérogène dans le détail des divers niveaux qui peuvent y être distingués du point de vue lithologique, cette formation offre cependant une évolution relativement progressive de la composition minéralogique de sa fraction sableuse. Les minéraux kaoliniques sont toujours peu abondants (10 à 15 °/₀). Les proportions de montmorillonite, très fortes dans les sables argileux (75 °/₀) gris-verdâtres de la base, diminuent progressivement vers le sommet de la coupe (35,30 puis 20 °/₀) alors que la chlorite, absente dans les niveaux de base devient relativement abondante (10,15 puis 25 °/₀) dans les niveaux supérieurs. L'illite est toujours abondante (35 à 50 °/₀) et plus particulièrement dans le tiers inférieur du profil, au sein de petits niveaux bien lités marquant une phase de sédimentation argileuse en milieu à tendance lacustre.

La limite inférieure de ces molasses n'est pas visible sur le terrain. Le forage de Moulon implanté non loin de ces affleurements classiques montre l'existence à la côte 0 de marnes blanches à Characées, d'origine lacustre, pauvres en montmorillonite et riches en illites. Dans les faciès molassiques sous-jacents, l'argile a une composition analogue à celle des formations décrites à Branne.

D'une manière générale, la proportion de montmorillonite est légèrement plus forte dans les niveaux détritiques sableux que dans les faciès argileux déposés en milieu lagunaire ou lacustre où les apports terrigènes grossiers sont absents.

d) Les «Sables du Périgord» :

Il convient de souligner la similitude de composition minéralogique du matériel argileux des «Sables du Périgord» et des faciès sableux de la «Molasse inférieure du Fronsadais».

Les Sables du Périgord ont été surtout étudiés jusqu'ici pour leur contenu en minéraux lourds (RECHINIAC, 1962; KLINGEBIEL, 1962). A l'homogénéité de composition minéralogique de leur fraction sableuse correspond celle de leur fraction argileuse. En tous lieux, on voit dominer la montmorillonite (60 à 70 °/₀) associée à de moindres quantités d'illite (15 à 25 °/₀) et de kaolinite (15 à 25 °/₀).

L'épaisseur de ces dépôts est parfois assez considérable: d'une dizaine de mètres dans la région de Montguyon (Le Fouilloux), elle passe à plus d'une centaine vers le Sud et l'Est (Coutras, Sainte-Foy-la-Grande) où ces sables disparaissent sous les molasses et les calcaires oligocènes. Dans la partie sud de la Double, à Vauclaire, des sondages carottés montrent bien ces formations dont la base ne semble pas avoir été atteinte, à la profondeur de 70 m (côte + 19 m).

Au sein de ces sables et argiles riches en éléments feldspathiques, il n'est pas possible de reconnaître une stratigraphie de détail, ces dépôts à stratification entrecroisée étant disposés en lentilles (KLINGEBIEL, 1962). Contrairement à ce qui a été observé pour les minéraux lourds, il n'y a pas de changements de la composition minéralogique de la fraction argileuse en fonction de la granulométrie des dépôts. Dans l'ensemble, en effet, on ne note pas de modifications du cortège de minéraux argileux d'un forage à l'autre. Simplement, de la base au sommet de la série, on voit augmenter légèrement la teneur en illite. De même, l'épaisseur des feuillets de montmorillonite apparaît plus régulièrement égale à 15 Å à la base qu'au sommet de la série où on observe parfois des signes d'interstratification de ces feuillets avec l'illite.

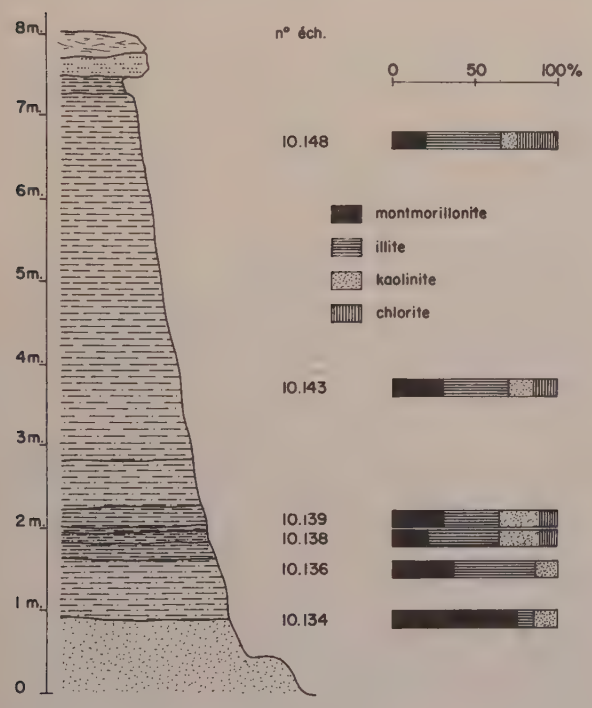


FIGURE 54

NATURE DES ARGILES DE LA MOLASSE INFERIEURE DU FRONSADAIS A BRANNE (Gironde).

Dans ces dépôts fluvio-deltaïques, on peut donc considérer que la nature des minéraux argileux n'a pas été sensiblement modifiée au cours de la sédimentation. Donc, la prédominance de la montmorillonite reflète directement l'abondance de ce minéral dans les apports terrigènes. La provenance du matériel détritique est la même qu'au cours des périodes précédentes, Eocène moyen en particulier. Le relief du massif émetteur, ici le Massif Central n'a pas subi de modifications profondes. La différence de qualité des minéraux détritiques nous semble donc devoir être attribuée à une différence du régime d'érosion, moins intense qu'à l'Eocène moyen, mais aussi et surtout à une différence des conditions climatiques présidant à la pédogenèse sur ce massif. Les données tirées de l'analyse des sédiments seraient compatibles avec l'hypothèse d'un continent relativement usé, soumis à un climat chaud de type semi-aride favorisant la genèse de montmorillonite dans les sols.

4) Formations de l'Oligocène :

Elles constituent le sous-sol d'une grande partie du département de la Gironde. Les affleurements sont nombreux, et présentent une grande diversité de faciès calcaires, argileux ou sableux. Si l'âge oligocène des calcaires marins formant le substratum de l'Entre-Deux-Mers est très généralement admis, celui des formations terrigènes supérieures ou inférieures, en général azoïques, est sujet à discussions. Il n'est pas possible d'admettre sans vérification préalable les essais de corrélations publiés dans le passé; entre les faciès saumâtres du Bordelais et les formations azoï-

FORMATIONS	COTES	COMPOSITION DE LA FRACTION ARGILEUSE				EQUIVALENCES D'après FABRE (1939) p. 368
		M	I	K	Ch	
- Calcaire silicifié blanc	+29					ZONE XIII (Sannoisien supérieur) CALCAIRE ET ARGILE LACUSTRE A ECHINIDES DUCHASTELI. (Calcaire de Castillon)
- Calcaire grossier noduleux poupées siliceuses	+27					
- Marnes vertes à poupées siliceuses	+26		50	50		ZONE XII (Sannoisien moyen) ARGILE A CONCRETIONS ET ALGUES CALCAIRES
- Marnes vertes à poupées			40	60		
	+25					ZONE XI (Sannoisien inférieur) CALCAIRE A ANOMIES
- Marnes blanches		30	33	37		
	+24					
- Argiles vertes		40	30	30		
	+23					ZONE X (Barthonien sup. ou Ludien) ARGILES DE ST-ESTEPHE ET DE VERTHEUIL A ANOMIA ET OSTREA BERSONENSIS
- Argiles vertes et jaunes		55	20	20	5	
	+20					
- Argiles vertes à Huitres		50	25	20	5	
	+18					
- Argiles vertes et brunes à Huitres		60	15	20	5	

TABLEAU 20.
OLIGOCENE DU MEDOC : ST-ESTEPHE : COUPE LAUJAC-COUTELIN.

ques du Fronsadais par exemple, ces essais reposent seulement sur des considérations relatives aux caractères lithologiques généraux de ces terrains et à leur situation relative par rapport aux niveaux calcaires, sans que les modalités de mise en place de ces derniers, au cours de la transgression oligocène, aient été définies.

Des études micropaléontologiques (BOURDON et LYS, 1954; VEILLON, 1962), microfaciologiques (KLINGEBIEL, NOBREGA-COUTHINO et PUECHMAILLE, 1964) et cartographiques (KLINGEBIEL, 1964) des faciès calcaires ont apporté de nouvelles précisions à ce sujet, et le problème de l'âge relatif de ces formations et de leur substratum, se trouve à nouveau posé.

A la base des formations oligocènes, il convient en particulier d'examiner en détail les passages latéraux de faciès entre les marnes «sannoisiennes» du Bordelais et les «Molasses du Fronsadais». Dans une certaine mesure, la connaissance de la nature minéralogique des argiles est susceptible d'apporter des arguments nouveaux à l'interprétation stratigraphique et paléogéographique de l'Oligocène nord-aquitain.

Nous décrirons ici seulement certains des faciès et certaines des coupes les plus intéressants.

a) En Médoc :

Dans le «synclinal de Pauillac», les coupes classiques des terrains oligocènes ont été décrites dans la région de Saint-Estèphe et de Vertheuil (BENOIST, 1885; FABRE, 1939). Des travaux d'adduction d'eau récemment exécutés entre le village de Laujac et le lieu-dit Coutelin, aux confins des communes de Saint-Estèphe et de Cissac, nous ont permis d'observer une série continue de marnes et d'argiles comprise entre le calcaire à Echi-

N° Ech	FORMATIONS	COTES	COMPOSITION DE LA FRACTION ARGILEUSE			
			M	I	K	Ch
9693	CALCAIRE BLANC A MILIOLES	+20				
9694	ARGILE VERTE	+17	0	100	0	0
9695	MARNE BLANCHE A POUPEES CALCAIRES	+15,50	40	38	20	2
9696	ARGILE VERTE BARIOLEE DE BRUN	+15,00	40	35	20	5
9692	MOLASSE BLANCHE ET GRIS-VERDATRE	+14				
9691	LIT DE CALCAIRE BLANC	+13				
9690	MOLASSE GRESEUSE GRISE ET VERTE	+12,50	60	15	20	5

TABLEAU 21.

AFFLEUREMENT OLIGOCENE DE BLANQUEFORT.

nides de Saint-Estèphe à la base et le «calcaire à Astéries» au sommet (Tableau 20). Nous avons admis qu'en raison de leur richesse en montmorillonite, les argiles à huîtres inférieures représentaient les «argiles à *Ostrea bersonensis*» qui affleurent, selon BENOIST et FABRE un peu au Sud du village de Laujac. Ces argiles passent insensiblement à des argiles vertes qui selon FABRE (1939, p. 368) représenteraient ici la base du «calcaire à Anomies» du Meynieu; ce dernier ne serait en fait représenté que par un mince niveau de marnes blanches. La fraction argileuse de ces deux dernières couches se caractérise par des proportions équivalentes de montmorillonite, illite et kaolinite, et par la disparition des traces de chlorite rencontrées d'une manière très constante dans les argiles de l'Eocène supérieur. Les marnes vertes supérieures, riches en Mélobésiées et en concrétions siliceuses ont une composition bien différente et pourraient être comparées par leur richesse en illite et kaolinite aux argiles à illite qui marquent dans le Bordelais et le Libournais certaines étapes de régression précédant les ultimes transgressions de l'Oligocène supérieur.

b) En Bordelais :

Les formations de l'Oligocène sont assez différentes d'une rive à l'autre de la Garonne.

Rive gauche, à Blanquefort, le côteau qui domine la vallée de la Jalle offre sur une dizaine de mètres d'épaisseur la succession suivante (Tableau 21): les dépôts sableux qui représentent la «Molasse supérieure du Fronsadais» (BALLAND, 1936) se signalent par leur richesse en montmorillonite; c'est là un caractère très constant de ce faciès sableux de l'Oligocène inférieur. Les niveaux d'argiles vertes sus-jacentes se caractérisent par une plus grande abondance de l'illite (35 à 40 %); ce minéral devient très abondant et même le seul constituant du niveau d'argiles vertes directement sous-jacent aux premières formations franchement marines (argiles à Milioles) laissées ici par la transgression oligocène.

Rive droite, à Bassens, au lieu-dit «La Parqueyre» les niveaux inférieurs des calcaires oligocènes reposent directement sur une série de marnes argileuses bleues, grises ou brunes, assez hétérogènes dans le détail (Tableau 22).

Nous retrouvons ici le même cortège de minéraux argileux à montmorillonites, illites et chlorites que dans les molasses de l'Eocène

N° Ech.	FORMATIONS	COTES	COMPOSITION DE LA FRACTION ARGILEUSE			
			M	I	K	Ch
9601	MARNE BRUN CLAIR	+9,20	22	44	22	12
9602	CALCAIRE GRESEUX	+8,70				
9602	MARNE ARGILEUSE BRUNE ET JAUNE	+8		70	30	
9603	MARNE BRUNE	+7,60	25	30	15	10
9604	MARNE CALCAIRE BLEUE	+7,20	38	34	10	18
9605	MARNE ARGILEUSE BLEUE	+6,70	46	30	12	12
9606	MARNE GRIS-BLEU	+6,30	40	32	13	15
9607	MARNE BRUNE	+5,90	32	36	17	15
9608	MARNE BLEUE BARIOLEE DE BRUN	+5,50	20	55	10	15

TABLEAU 22.
AFFLEUREMENT OLIGOCENE DE BASSENS LA-PARQUEYRE.

supérieur sous-jacentes (forages de Bassens); ces terrains témoignent donc de la persistance des mêmes conditions de sédimentation au début de l'Oligocène, si leur âge (Sannoisien) est bien celui qui leur a toujours été attribué. Avec des variations de composition mineures, ces molasses argileuses se retrouvent parfois à l'affleurement et souvent en sondage dans toute la région comprise entre Bordeaux et le Bec d'Ambès.

Il est important de noter à la partie supérieure de cette coupe sous le premier niveau de calcaire, l'existence d'un niveau de marne argileuse très riche en illite, où la montmorillonite et la chlorite sont absentes. Dans toute la partie occidentale de l'Entre-Deux-Mers, les formations calcaires de l'Oligocène reposent sur un substratum argileux riche en montmorillonite, par l'intermédiaire d'un niveau d'argile verte riche en illite (Montussan, Sainte-Eulalie, Carbon-Blanc).

c) Sur la rive droite de la Gironde :

Entre Bourg-sur-Gironde et Roque-de-Thau, les formations marines de l'Oligocène reposent en transgression sur le flanc sud de l'anticlinal de Blaye. L'épaisseur de ces terrains disposés en couches sensiblement horizontales dépasse une cinquantaine de mètres dans la région de Bourg; elle diminue progressivement vers le Nord, où les couches les plus inférieures de l'Oligocène sont parfois absentes ou d'épaisseur fort réduite.

1°) A Bayon, au lieu-dit La-Reuille, les falaises qui dominent la Gironde offrent sur plus d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur une grande variété de faciès au sein des calcaires oligocènes dont la base se situe au voisinage du niveau du fleuve (Tableau 23).

a) Les niveaux inférieurs, sur plus d'une dizaine de mètres sont des calcaires grossiers relativement riches en éléments détritiques quartzeux, grossiers à moyens, mal classés et sub-anguleux dans les niveaux de base. Le matériel argileux, relativement abondant dans ces calcaires, est principalement constitué par des illites (45 à 50 °/₀) de type alumineux, associés à de la kaolinite (25 à 30 °/₀) et à des feuillets gonflants du type

FACIES		COTES	COMPOSITION DE LA FRACTION ARGILEUSE			
			M	I	K	Ch
BAYON (LA REUILLE) :						
- CALCAIRE ZOOGENE	4722	+44	40	50	10	0
- ARGILE GRISE	4724	+41	20	45	25	10
- ARGILES MARNEUSES ET MARNES	4726	+40	15	45	20	20
- GRES MARNEUX	4727	+39	35	40	15	10
- ARGILE BRUNE	4734	+37	40	40	15	5
- ARGILE VERTE DES CALCAIRES INF.	9751	+7	20	45	35	0
- CALCAIRE ARGILEUX INF.	9750	+6	25	45	30	0
CHATEAU-POYANNE :						
- GALETS MOUS D'ARGILE VERTE	4758	+22	5	90	5	0
- ARGILE VERTE DANS CALCAIRE DETRITIQUE	4757	+20	40	45	15	0
- ARGILE PLASTIQUE VERTE	4755	+18	25	60	15	0

TABLEAU 23.

OLIGOCENE DE LA RIVE DROITE DE LA GIRONDE

montmorillonite (25 à 30 %) qui apparaissent souvent interstratifiés irrégulièrement avec les feuillets d'illite.

b) Les rares interbancs argileux qui peuvent être relevés dans la masse calcaire sus-jacente, épaisse d'une vingtaine de mètres, ont sensiblement la même composition minéralogique. La plus petite taille des quartz et l'abondance de la boue calcitique, montrent que le milieu de dépôt est devenu plus calme à la suite de l'accentuation de la transgression.

c) La partie supérieure de la coupe est constituée par une alternance d'argiles marneuses, grises vertes ou brunes, et de bancs de grès marneux fins, le plus souvent azoïques. Les rares éléments de faune rencontrés dans ces niveaux témoignent d'invasions marines sporadiques dans un milieu lagunaire. L'association de minéraux argileux, illite-montmorillonite-chlorite, avec seulement des traces de kaolinite, indique un milieu de sédimentation fermé aux apports terrigènes. La profonde altération des minéraux de la fraction sableuse conduit à une interprétation analogue.

d) La série est couronnée par une couche de calcaires zoogènes où les grains de quartz sont rares et petits. La disparition

LOCALITE N° Ech.	COTE	LITHOLOGIE	COMPOSITION DE LA FRACTION ARGILEUSE			
			M	I	K	Ch
11.568 ST-ANDRE-DE-C. Montalon	+51	Marnes vertes à Huitres	25	50	25	0
11.567 " " "	+50	Marnes blanches à Miliole	20	45	35	0
9.656 ST-ROMAIN LA VIRVEE	+53	Marnes à Huitres	30	50	20	0
9.651 " " "	+47	Argile verte azoique	0	60	40	0
9.644 CADILLAC-EN-FRONS. Ch.	+52	Marnes blanches à Miliole	20	45	35	0

TABLEAU 24.
CALCAIRES MARNEUX DE L'OLIGOCENE DANS LE CUBZADAIS.

de la chlorite dans les minces intercalations argileuses marque bien un retour à des conditions de sédimentation plus franchement marines.

La série oligocène diminue d'épaisseur vers le Nord, et au lieu-dit Château-Poyanne, on observe à une altitude voisine de 10 m le contact des calcaires oligocènes sur un substratum marneux et calcaréo-marneux d'âge éocène-supérieur. Un niveau d'argiles vertes s'intercale entre les deux formations et constitue en fait le «conglomérat de base» de la transgression oligocène. Par leur richesse en montmorillonite (25 à 40 °/₀) ces argiles paraissent en partie empruntées au substratum éocène qui en est particulièrement riche. L'illite y est cependant plus abondante; ce fait, avec l'absence de chlorite, traduit l'installation d'un milieu sédimentaire marin littoral. Les galets mous recueillis en abondance au sein des assises calcaires sus-jacentes sont encore nettement plus riches en illite.

d) Dans le Cubzadais :

Le problème des corrélations entre les formations marines et continentales est particulièrement intéressant car nous nous trouvons ici à la limite d'extension de la transgression oligocène. La base des dépôts marins, généralement de nature calcaire, ne constitue pas un «horizon repère» car la transgression s'est réalisée sur un substratum argileux dont la surface est beaucoup plus irrégulière que ne le laissent supposer les relevés cartographiques antérieurs (BLAYAC, 1903). Ainsi que les exemples suivants le montrent, l'âge de ces argiles est lui-même mal connu; nous avons considéré que leur mise en place constituait une des dernières phases de la sédimentation terrigène à l'Eocène supérieur, en raison de leur similitude de composition avec les «argiles à Palaeothérium» qui passent latéralement vers le Sud-Ouest à des faciès marins dont l'âge est connu (Tableau 26).

1°) Le substratum des terrains oligocènes: De l'étude des nombreuses coupes analysées dans cette région, il ressort que la composition minéralogique de la fraction argileuse de ce substratum, très variée dans le détail présente cependant une remarquable homogénéité d'ensemble. Ce sont des argiles à montmorillonite (30 à 35 °/₀), illite (30 à 35 °/₀) et kaolinite (10 à 20 °/₀) avec de petites proportions de chlorite (10 à 15 °/₀). On y observe de nombreuses intercalations de marnes et d'argiles vertes ou blanches, plus riches en illite et kaolinite, parfois associées à des niveaux d'argiles blanches à attapulgite et à des bancs de calcaires lacustres silicifiés. Ces niveaux sont trop fréquents et irréguliers pour servir de niveaux repères à valeur stratigraphique; en raison de la rareté des bons affleurements, la continuité de ces niveaux ne peut être établie avec certitude; ils sont simplement les témoins de phases de sédimentation lacustre qui se sont développées temporairement dans une plaine de niveau de base où ne se sont déposé que des argiles et des limons.

N°	LOCALITE	COTE	FACIES	COMPOSITION DE LA FRACTION ARGILEUSE			
				M	I	K	Ch
	SUBSTRATUM :						
11.577	ST-ANDRE-DE-CUBZAC Piscine	+26	Argile grise et brune	30	45	20	5
11.578	" " "	+25	Argile grise	35	40	11	10
11.572	LA LANDE DE FRONSAC Les Grésis	+33	Argile grise	30	45	15	10
	ST-ANDRE-DE-CUBZAC Le Moulin	+24	Argile grise	35	35	11	10
9.641	ASQUES Château Barès	+18	Argile jaune et grise	30	40	25	5
9.646	CADILLAC EN FRONSADAIS La Moulinasse	+9	Argile blanche et grise	20	50	25	5
9.650	ST ROMAIN CALLET	+15	Argile grise et bleue	35	30	20	15
	FORMATIONS OLIGOCENES :						
	a) MARNES:						
9.677	CUBZAC-LES-PONTS Cimetière	+25	Marne brune	20	50	20	10
	b) SABLES:						
11.573	LA LANDE DE FRONSAC Les Grésis	+34	Calcaire gréseux et marneux	35	30	30	5
	ST-ANDRE-DE-CUBZAC Le Moulin	+25	Sable et grès argileux	40	30	20	10

TABLEAU 26.
SUBSTRATUM ET BASE DE L'OLIGOCENE DU CUBZADAIS.

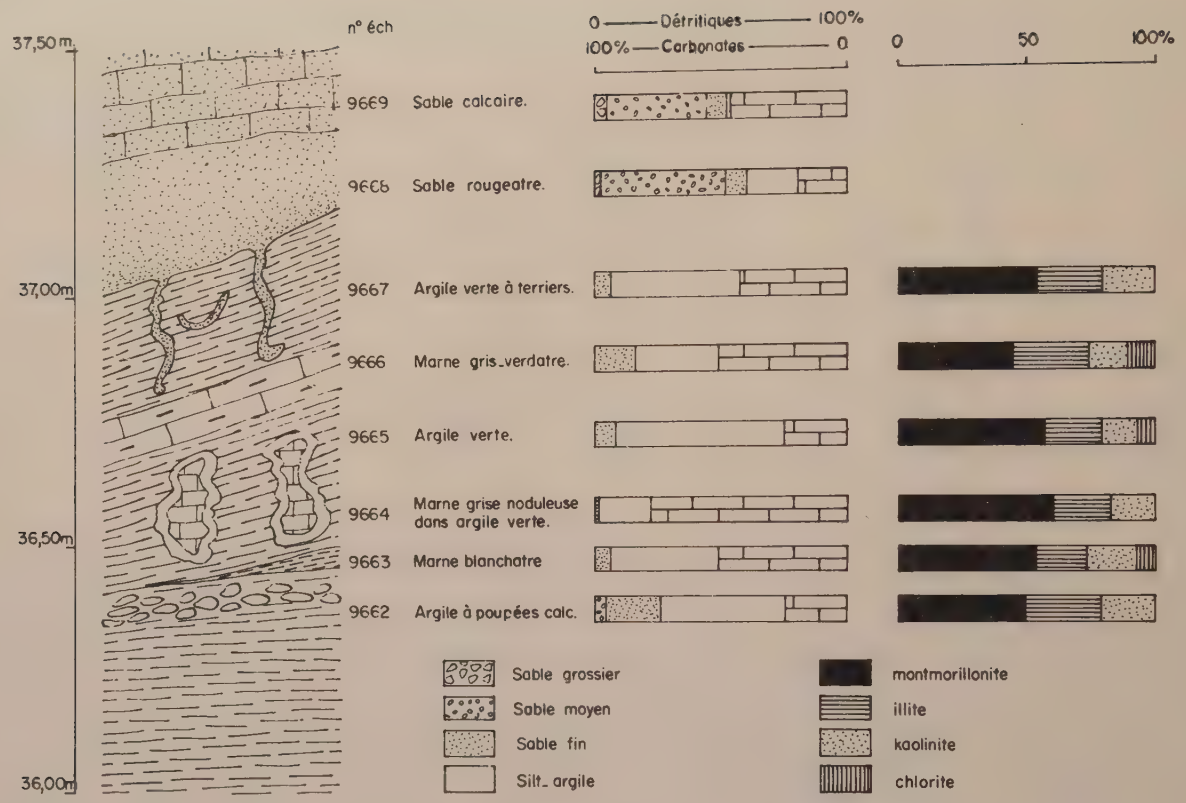


FIGURE 55 :
CONTACT DES FORMATIONS OLIGOCENES TRANSGRESSIVES SUR LES ARGILES EOCENES AU PUY, COMMUNE DE LA LANDE DE FRONSAC (Gironde).

2°) Le contact des formations marines avec leur substratum: De manière assez constante, un lit d'argile verte composé d'illite (25 à 45 °/₀), de montmorillonite (25 à 60 °/₀), de kaolinite (10 à 20 °/₀) et de chlorite (5 à 15 °/₀) s'intercale entre les argiles continentales du substratum et les formations marines oligocènes. C'est le «conglomérat de base» de la transgression. Il résulte d'un remaniement superficiel du substratum argileux. Les argiles sont souvent enrichies en illite et en calcaire. Lorsque dans ces dépôts la faune saumâtre ou lagunaire est abondante, on note une nette augmentation des proportions de chlorite.

Au Puy, commune de La-Lande-de-Fronsac (Fig. 55), nous avons pu observer en détail le contact des formations marines de l'Oligocène sur leur substratum. Les sables calcaires et les calcaires gréseux à faune marine remaniée reposent par un contact franc sur des argiles marneuses percées de terriers remplis par les éléments des couches supérieures. Ces argiles vertes passent en profondeur à un banc de marnes gris-verdâtre puis à une argile verte renfermant des poupées et des rognons de marnes calcaires à structure concentrique. On note encore, au-dessous, des niveaux lenticulaires de marnes blanches passant latéralement à des amas de poupées calcaires, emballées dans l'argile jaune du substratum dont l'épaisseur visible est de quelques mètres.

La fraction argileuse de tous ces niveaux de marnes et d'argiles a une composition sensiblement identique à celle des argiles jaunes formant le substratum de toute la région. Il s'agit donc du même matériau, repris par la transgression; mais la disposition en bancs bien lités, l'enrichissement en carbonate ne s'accompagnent pas d'une transformation profonde des minéraux argileux.

3°) Les dépôts laissés par la transgression oligocène: De par leur nature lithologique, trois termes peuvent être distingués :

FACIES	COTE	COMPOSITION DE LA FRACTION ARGILEUSE			
		M	I	K	Ch
OLIGOCENE MOYEN ET SUPERIEUR MARIN :					
- Calcaire grossier marneux à empreintes de Mollusques	+65	15	60	20	5
- Calcaire marneux à Milioles	+62	10	60	20	10
- Marnes grises et beiges	+55	15	45	15	25
OLIGOCENE INFERIEUR LAGUNAIRE :					
- Argiles brunes	+45	30	35	15	20
- Argiles brunes et verdâtres	+42	15	50	15	20
OLIGOCENE INFERIEUR CONTINENTAL :					
- Molasses sableuses	+ 20 à + 30	55	25	5	15
SUBSTRATUM ARGILEUX CONTINENTAL :					
- Molasses argileuses	+15	45	35	10	10

TABLEAU 25.
ARGILES DES FORMATIONS OLIGOCENES DANS LE FRONSADAIS.

- A la base, des sables, des calcaires bioclastiques et des calcaires gréseux à stratification oblique, où, à côté des éléments quartzeux, existent souvent (Asques) des galets mous d'argile qui ont sensiblement la même composition et la même origine que l'assise d'argile verte inférieure. Ces dépôts sont répartis dans des dépressions du substratum argileux, et comportent parfois des intercalations marneuses qui ont la même composition minéralogique que les argiles du substratum quoique elles soient cependant un peu plus riches en illite (Tableau 24). Dans les faciès sableux, la montmorillonite est plus abondante (35 à 55 °/₀); elle marque un héritage direct de même nature que celui ayant alimenté le bassin à la fin de l'Eocène supérieur (Tableau 25).

- A la partie médiane des formations marines de l'Oligocène, prédominent les calcaires marneux et les marnes. On y observe des intercalations de calcaires à Milioles (Saint-André-de-Cubzac, Cadillac en Fronsadais) et parfois des niveaux à huîtres où domine alors l'illite associée à de fortes proportions de kaolinite. La montmorillonite et la chlorite ont très généralement disparu. La faune de Foraminifères marque un net appauvrissement en particulier dans les niveaux d'argiles à illite déposées en milieu saumâtre. Les Milioles abondent dans des bancs de marnes calcaires intercalés dans ces séries rythmiques où le litage est très régulier. Cette dépendance de la nature des argiles à l'égard du milieu de sédimentation est bien illustré par le niveau 9651 (Tableau 24); dans ces argiles vertes à illite, la faune de Foraminifères est peu abondante et se caractérise par la prédominance de petites formes anormales et mal développées marquant une évolution de la sédimentation vers des conditions lacustres (M. CARALP, communication orale) avec interruption des apports terrigènes en provenance d'un continent riche en montmorillonite. C'est une étape d'arrêt sinon de recul de la transgression oligocène avant l'installation d'un régime littoral peu profond comparable à celui observé à Bayon (La-Reuille) presqu'au sommet de la série oligocène. Ce même type de faciès se rencontre en bordure de la vallée de la Dordogne jusqu'à Fronsac.

- A la partie supérieure, on trouve des calcaires récifaux relativement peu épais, le plus souvent dépourvus de matériel détritique quartzeux ou argileux, qui forment le sommet de quelques buttes qui culminent à des altitudes comprises entre 60 et 80 m. Seuls quelques bancs plus ou moins lenticulaires de calcaires marneux

à Milioles se sont prêtés à une analyse des minéraux argileux; les résultats de cette étude sont néanmoins sujet à caution car l'extraction de la fraction argileuse a nécessité une attaque ménagée des carbonates par l'acide chlorhydrique, et une partie des minéraux les plus fragiles (montmorillonite, chlorite) a pu être détruite. L'association illite-kaolinite semble caractériser ces faciès calcaires à faune récifale qui correspondraient, dans un milieu génétique un peu différent de celui des niveaux sous-jacents, à un temps d'arrêt de la transgression et des apports terrigènes à montmorillonite; c'est là, en effet le stade d'extension maximum de la mer à la fin de l'Oligocène. C'est le moment où se sont mis en place les entablements calcaires formant le rebord des côteaux de l'Entre-Deux-Mers.

e) Dans le Libournais :

On assiste d'Ouest en Est à la disparition des faciès marins de la partie inférieure de la série oligocène.

A Fronsac (Tableau 25) la série oligocène classique comporte à la base, des sables molassiques épais de 10 à 15 m, bien visibles dans les exploitations de terre à poterie situées à la base du tertre, en bordure de la Dordogne. Ces sables reposent par un contact bien tranché sur des molasses argileuses jaunes ou grises. A la limite des deux formations, on note des nodules calcaires blanchâtres, soit en place dans l'argile où ils constituent de véritables poupées, soit disposés en amas lenticulaire à la surface de l'argile et dans les niveaux inférieurs des sables.

Par la composition de leur fraction argileuse ces deux molasses sont très comparables. La prédominance de la montmorillonite associée à de l'illite et à de moindres proportions de chlorite caractérise bien le substratum de la transgression oligocène dans toute cette région. La molasse sableuse est recouverte par des argiles et des marnes relativement plus riches en illite et en chlorite vraisemblablement déposées en milieu estuarien à sédimentation argileuse. Ainsi à des formations élaborées en milieu agité succèdent des sédiments de milieu calme.

Les formations marines de l'Oligocène débutent par une série alternante de marnes, d'argiles marneuses et de calcaires marneux à Milioles passant au sommet à des calcaires zoogènes plus grossiers dépourvus d'éléments quartzeux et dont la faune présente des affinités récifales. L'enrichissement de ces niveaux en illite et leur appauvrissement en montmorillonite et en chlorite sont comparables à ceux observés plus à l'Ouest dans le Cubzadais et le Blayais.

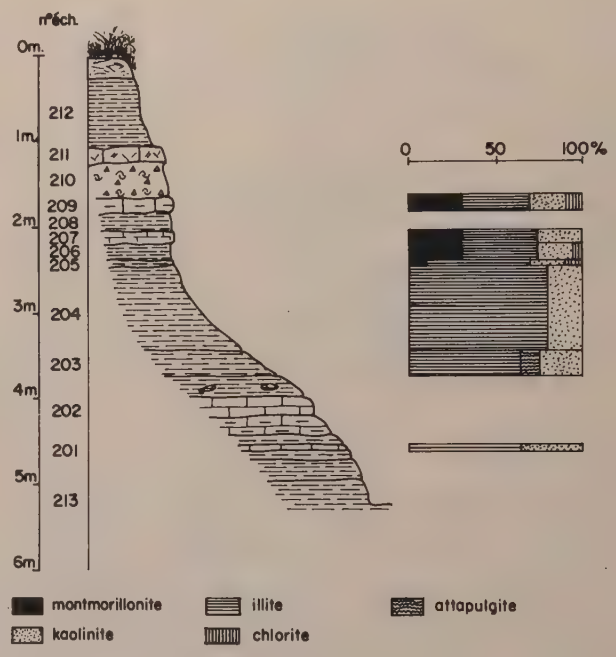


FIGURE 56 :
NATURE DES ARGILES DANS LES FACIES LITTORAUX DE L'OLIGOCENE A MONTAGNE-SAINT-EMILION (Gironde).

A Montagne Saint-Emilion, le contact des premiers dépôts marins sur le substratum peut être analysé en détail dans le front de la carrière de la Tuilerie Bayard (Fig. 56). La base de la coupe comporte une série d'argiles vertes dépourvues de montmorillonite, où l'association illite-kaolinite et la présence d'attapulgite en quantités non négligeables témoignent d'une sédimentation laguno-lacustre. Un petit banc de calcaire beige azoïque finement lité (n° 202) est remarquable par sa forte teneur en dolomite (32 °/₀ de la masse). Les couches d'argile verte qui les surmontent (n° 206 à 209) sont caractérisées par l'apparition de fortes proportions de montmorillonite (30 °/₀); elles constituent ici l'équivalent du conglomérat de base de la transgression, matérialisée par les niveaux de calcaires coquilliers à huîtres, Polypiers et osselets d'Astéries. La montmoril-

lonite provient du substratum argileux d'âge éocène supérieur qui s'est trouvé remanié sur la bordure du bassin lors de l'extension de la mer au-delà des limites de la lagune ou du lac dont les argiles à attapulgite sont le témoin.

A Saint-Etienne de Lisse, au lieu-dit Puy-Blanquet une succession analogue peut être observée (Fig. 57). A la base de la coupe, des molasses argileuses et sableuses riches en montmorillonite et contenant des lits de nodules calcaires blanchâtres, représentent vraisemblablement le sommet des couches de l'Eocène supérieur. Les «argiles de Castillon» qui les surmontent se caractérisent par la disparition de la montmorillonite et l'association illite-attapulgite habituelle dans ces faciès lacustres de l'Oligocène aquitain. Les couches supérieures de cette formation sont plus riches en calcaire et passent au sommet à des calcaires silicifiés blanchâtres dont l'épaisseur ici voisine du mètre, augmente vers l'Est pour atteindre une dizaine de mètres dans la région de Sainte-Foy-la-Grande. A ces dépôts lacustres succèdent des argiles brunes peu épaisses et très altérées, puis des calcaires grossiers à faune récifale dépourvus d'éléments détritiques quartzeux et argileux.

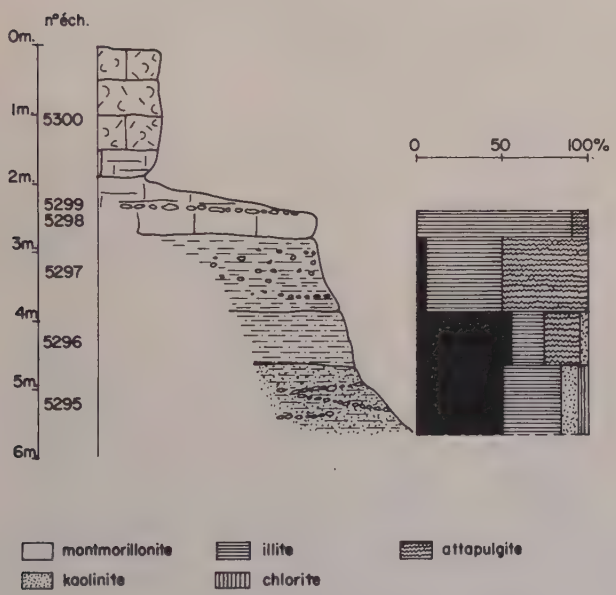


FIGURE 57:
NATURE DES ARGILES DES MOLASSES OLIGOCENES A SAINT-ETIENNE-DE-LISSE (Gironde).

On observe donc ici une notable réduction d'épaisseur des formations oligocènes dont seuls les termes supérieurs sont représentés ou tout au moins reconnaissables comme tels.

Dans le Sud du Libournais, rive gauche de la Dordogne, l'épaisseur relative des différents termes décrits dans cette région est variable; entre Moulon et Branne, dans la Butte de Montlau (Tableau 27), on observe une grande épaisseur (20 à 30 m) d'argiles vertes à illite dominante, qui reposent directement soit sur la molasse sableuse supérieure, soit sur la molasse argileuse inférieure à montmorillonite prépondérante, déjà décrite à Branne. Ces argiles vertes renferment plusieurs niveaux de marnes blanches et de calcaires blancs, (Tableau 27) parfois silicifiés en rognons, dont l'origine lacustre est probable. Plusieurs phases de sédimentation lacustre se seraient donc manifestées ici; les dernières d'entre elles correspondraient au dépôt du calcaire de Castillon; elles précèdent le dépôt des calcaires marins zoogènes, épais de 5 à 6 m qui culminent aux environs de la côte + 65.

f) Dans l'Entre-deux-Mers :

Les affleurements de formations argileuses sont rares et peu étendus. Cependant, dans la partie Sud-Est de cette région, grâce à des sondages de prospection et à des carrières d'exploitation d'argiles (Gironde, Morizes, Sauveterre, Blasimon) on peut reconnaître dans les terrains oligocènes les deux phases de sédimentation marine distinguées plus au Nord et plus à l'Ouest.

- La phase inférieure est représentée par des argiles et des marnes bleues ou grises, dont le litage, assez régulier, est souligné par de petits bancs de calcaire à Milioles ou de nodules calcaires. La microfaune de Foraminifères et d'Ostracodes, assez abondante, caractérise un milieu de dépôt marin, littoral, peu profond, parfois saumâtre.

Cette formation dont l'épaisseur varie de 10 à 15 m, repose en transgression sur des sables lenticulaires du type «Molasse du Fronsadais», dont l'épaisseur est également très variable. Le matériel argileux de ces niveaux est caractérisé par l'association montmorillonite (30 à 60 °/₀) - illite (20 à 30 °/₀) - kaolinite (10 à 20 °/₀) - chlorite (10 - 30 °/₀).

N° Ech.	COTE	NATURE DES COUCHES	COMPOSITION DE LA FRACTION ARGILEUSE °/₀			
			M °/₀	I °/₀	K °/₀	Ch °/₀
11.670	+68	Argile à graviers Pliocène	40	15	45	0
11.671	+65	Calcaire zoogène				
11.672	+42	Sables éoliens + éboulis	20	40	35	5
11.673	+38	Calcaire de Castillon marneux blanc	10	65	25	0
11.674	+32	Argile blanche et verte	10	70	15	5
11.675	+28	Argile verte	10	70	15	5
11.676	+25	Argile verte	0	80	20	traces

TABLEAU 27.
COMPOSITION DES ARGILES DES MOLASSES OLIGOCENES A MOULON.

A l'affleurement, ces argiles ont subi un début d'altération qui se traduit par une coloration jaunâtre (visible sur plusieurs mètres de profondeur) et par la disparition de la chlorite.

- La phase supérieure est matérialisée par les calcaires grossiers zoogènes, à faune récifale, dont la teneur en argile est extrêmement faible. Selon les conceptions classiques (BLAYAC, 1902 et 1930) ces niveaux supérieurs de l'Oligocène passeraient latéralement aux «Molasses de l'Agenais» auxquelles sont rattachées les argiles qui, dans toute cette partie de l'Entre-deux-Mers, recouvre les calcaires oligocènes. L'épaisseur totale de ces dépôts, déterminée par la position du toit des calcaires oligocènes d'une part et par celle des niveaux lagunaires et marin d'âge Miocène d'autre part, peut être évaluée à une trentaine de mètres environ.

La topographie très estompée de ces plateaux, n'offre aucune coupe naturelle intéressante. L'étude des rares sondages exécutés dans cette région montre l'hétérogénéité de ces dépôts argileux riches en éléments détritiques sableux, siliceux et feldspathiques, et la présence de quelques niveaux fossilifères à faune saumâtre d'âge oligocène.

Dans la région de Sauveterre (Blasimon), la composition du matériel argileux permet de distinguer deux formations :

- une inférieure, épaisse de 15 m environ, caractérisée par l'association montmorillonite-illite-kaolinite-chlorite.

- une supérieure, de même épaisseur, dépourvue de chlorite et relativement plus riche en montmorillonite (50 à 70 °/₀).

Ainsi aux faciès lagunaires à chlorite succèdent des dépôts fluviatiles ou lacustres, riches en montmorillonite.

On doit enfin noter l'importance très variable de la frange d'altération superficielle, qui peut atteindre par endroits (Coirac) une dizaine de mètres. Dans ces argiles parfois rubéfiées, toujours de teinte brunâtre ou rougeâtre, on observe la dégradation progressive de la chlorite et même de la montmorillonite. Dans certains cas même, il ne subsiste plus que de l'illite et de la kaolinite, comme dans les dépôts fluviatiles dits «pliocènes» du Bordelais.

Nous aurions donc dans cette région

des dépôts tardifs de l'Oligocène, laissés par la régression postérieure au régime récifal qui a régné dans tout le Nord de l'Aquitaine. C'est dans cette même région que se manifestera la transgression miocène (Gornac-Castelvieil). Aussi, les rapports de ces formations avec les Molasses de l'Agenais et les dépôts continentaux dits «miocènes» de la vallée de la Dordogne (Port-Ste-Foy) restent-ils à préciser. L'uniformité apparente de ces argiles nous semble due en fait au type d'altération qui les affecte.

En résumé, compte tenu de la grande variété de leurs conditions de gisement, les argiles de l'Oligocène offrent une large diversité de composition minéralogique. Même dans les faciès marins, la datation relative de nombreux niveaux argileux ou marneux n'a pas encore été effectuée d'une manière suffisamment précise pour que nous puissions décrire en détail l'évolution de la sédimentation argileuse au cours de l'Oligocène dans le Nord de l'Aquitaine. Nous verrons cependant que la considération de la nature minéralogique des argiles conduit à une ébauche lithostratigraphique valable de ces formations.

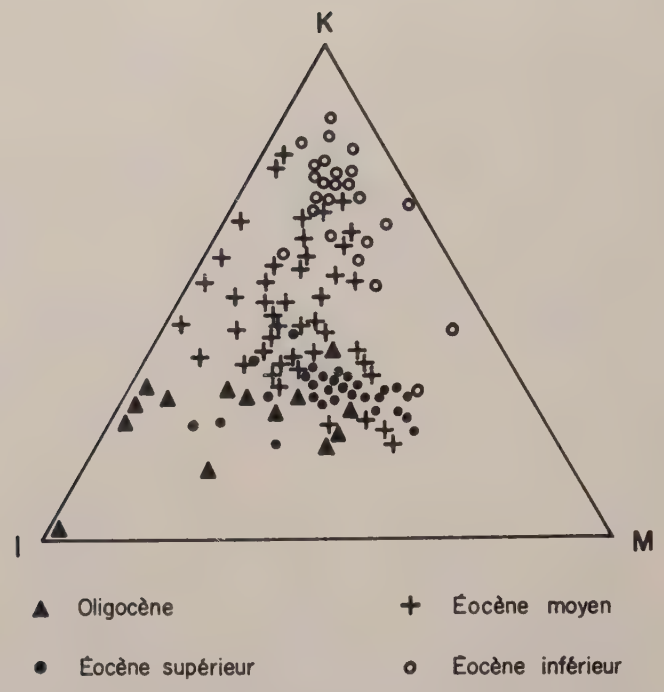


FIGURE 58:
ASSOCIATIONS DE MINERAUX ARGILEUX ET LITHOSTRATIGRAPHIE EN BORDELAIS.

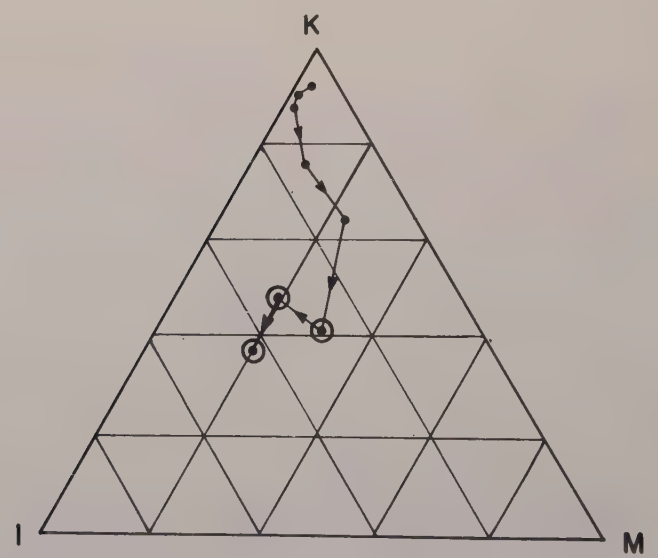


FIGURE 59:
EVOLUTION DE LA COMPOSITION DES ARGILES, DE LA BASE AU SOMMET DE L'EOCENE MOYEN A AURIAC.

CHAPITRE III

INTERPRETATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE DES SEDIMENTS ARGILEUX

i) ASSOCIATIONS DE MINERAUX ARGILEUX ET LITHOSTRATIGRAPHIE

Dans toutes les parties du bassin, de la base au sommet de la série paléogène, la fraction argileuse des sédiments montre des changements de composition de même style. La série virtuelle type la plus complète et la plus développée peut être définie dans le Bordelais. Pour rendre plus aisée la comparaison statistique des résultats de l'analyse minéralogique de la fraction argileuse, nous avons utilisé un mode de représentation par diagramme triangulaire (PRYOR et GLASS, 1961). On observe nettement, (Fig. 58) :

- que la kaolinite domine dans tous les faciès à l'Eocène inférieur;

- que le mélange montmorillonite-illite-kaolinite semble bien caractériser les terrains d'âge éocène moyen;

- que l'abondance de la montmorillonite (et parfois aussi de l'illite) et la présence de chlorite individualisent les formations de l'Eocène supérieur;

- que l'illite est prépondérante à l'Oligocène alors que la montmorillonite a généralement disparu.

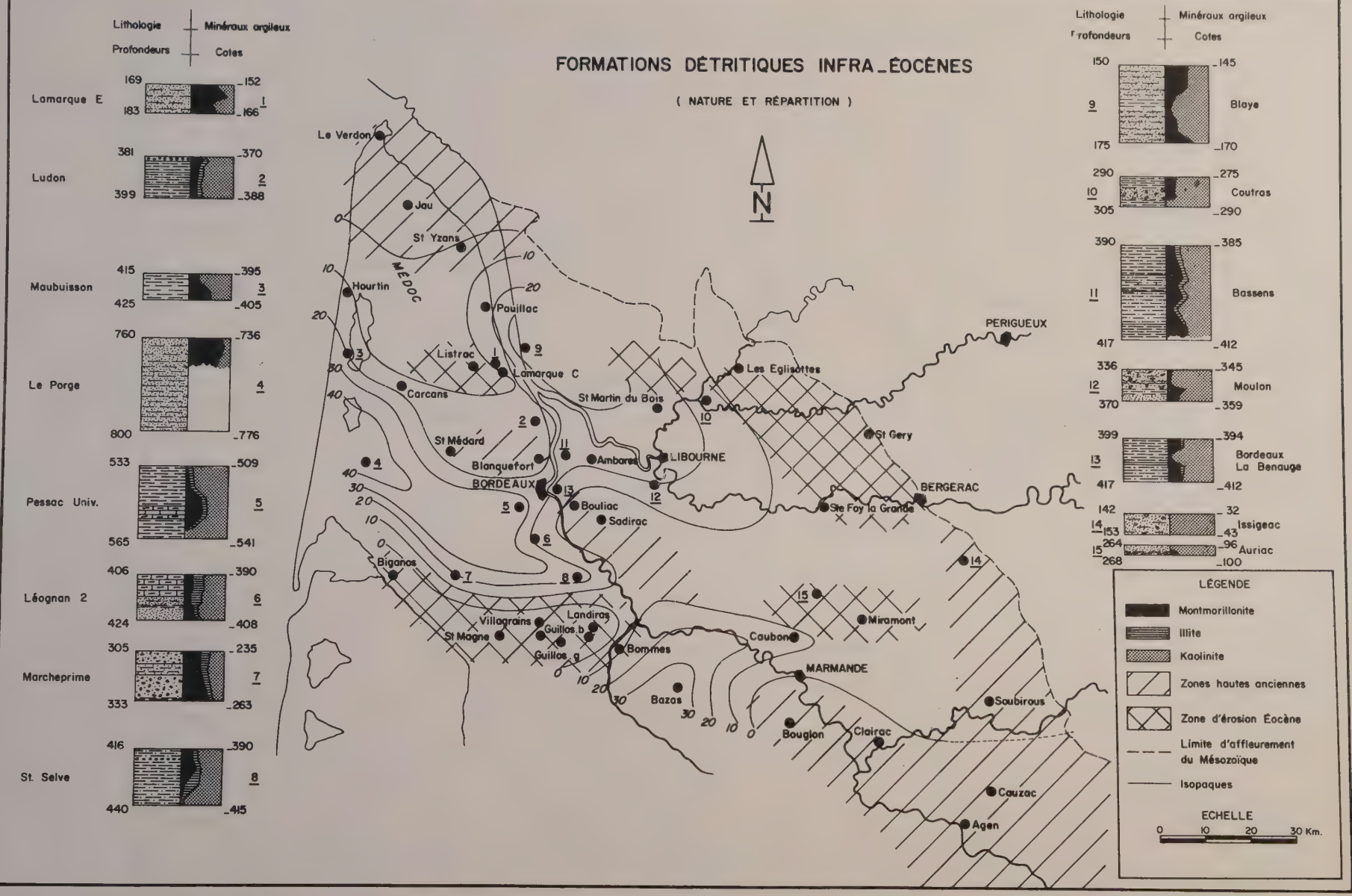
Ainsi, cette étude statistique des résultats d'analyse des minéraux argileux permet de définir dans une région déterminée, en l'occurence le Bordelais, des associations de minéraux argileux caractéristiques de périodes de sédimentation. L'utilisation lithostratigraphique de ces derniers est cependant limitée à un domaine paléogéographique restreint, où les phénomènes de sédimentation présentent une certaine continuité.

Même dans ce domaine, quelques niveaux semblent échapper à ce schéma de répartition. Ce sont toujours des récurrences de lithofaciès constituant les termes initiaux ou terminaux de séquences lithologiques mineures qui parfois constituent des «niveaux de transition» entre les grandes subdivisions stratigraphiques adoptées. Ils doivent être interprétés dans un contexte paléogéographique plus vaste car ces associations de minéraux résultent en effet de la combinaison des phénomènes d'héritage, de transformation et de néoformation dont l'importance relative a varié dans l'espace et dans le temps.

Il convient alors de procéder à «l'analyse dynamique» (MILLOT, 1952) de la répartition des minéraux argileux au sein des grandes unités lithostratigraphiques reconnues dans le bassin.

FORMATIONS DÉTRITIQUES INFRA-ÉOCÈNES

(NATURE ET RÉPARTITION)



CARTE 15 :

2) REPARTITION DES MINERAUX ARGILEUX DANS LES FORMATIONS

a) Formations continentales infra-éocène :

Très généralement, à la base de la série tertiaire, au contact des calcaires du Crétacé supérieur, reposent des argiles et des sables bruns, jaunes ou rouge-lie-de-vin, riches en kaolinite et en goethite. Ces sables supportent et recouvrent aussi parfois des argiles rouges, jaunes ou grises où la kaolinite, quoique toujours abondante, est associée à de notables proportions (20 à 50 °/₀) de minéraux montmorillonitiques. La goethite est alors moins abondante dans la fraction argileuse. En outre, ces dépôts à montmorillonite sont parfois liés à des marnes blanches et des calcaires azoïques probablement lacustres (Pessac-Université).

La contemporanéité de ces dépôts continentaux avec les sédiments marins d'âge «paléocène» décrits dans les parties occidentales (ROUSSEAU, 1962) et méridionales (VEILLON, 1962) du bassin est difficile à établir. Ces terrains n'ont pas été atteints jusqu'à présent que par un petit nombre de forages; pour les plus anciens, exécutés avant 1939, les échantillons n'ont pas été conservés et l'interprétation des descriptions données dans la littérature (FABRE, 1939) est bien hasardeuse (Pauillac-Trompeloup, Lamarque-Château, Saint-Yzans Château Loudenne); pour les forages de recherches de pétrole, le matériel recueilli est généralement trop restreint pour autoriser une analyse détaillée de ces formations en raison de la faible fréquence et du petit volume des prélèvements.

Cependant on peut esquisser une nouvelle interprétation paléogéographique de ces formations en considérant d'une part leur puissance actuelle et d'autre part leur composition minéralogique. La carte 15 modifie quelque peu les ébauches antérieures (FABRE, 1939; ROUSSEAU, 1962). Elle montre tout d'abord l'hétérogénéité de détail des terrains susceptibles de représenter le Paléocène dans le Nord de l'Aquitaine. Tant du point de vue lithologique que du point de vue minéralogique, aucune des successions de faciès étudiées ne permet de définir une lithostratigraphie générale de ces dépôts. Dans le Bordelais ces terrains ont été prélevés en carottes (La Benauge, Pessac-Université, Bassens-Pierrefitte). Ils présentent tous les caractères de formations détritiques continentales à structure lenticulaire, et leur âge peut être différent d'une coupe à l'autre; ce dernier en effet est déterminé par la position de ces dépôts sur les couches calcaires du Crétacé terminal et leur recouvrement par des marnes et des calcaires à faune marine dont l'âge (éocène inférieur) peut être défini par les associations de grands Foraminifères (VEILLON et VIGNEAUX, 1963 b). Ces terrains ont été mis en place par intermittence, en des points différents du bassin, au cours d'une longue période d'émersion comprise entre la fin du Maëstrichtien et le début de l'Yprésien.

Si l'on excepte les zones qui ont été soulevées par la suite, et où ces formations ont pu, soit ne pas se déposer, soit être érodées (partie septentrionale du Médoc, anticlinal de Villagrains-Landiras), il apparaît que ces dépôts montrent un maximum d'épaisseur au centre et au Nord-Ouest du bassin actuel, dans les régions du Porge et de Blaye.

Du point de vue minéralogique, on observe l'alternance de sables et d'argiles rouges à kaolinite et goethite avec des argiles et des sables gris ou beiges à kaolinite et montmorillonite; dans certaines dépressions se forment des marnes et des calcaires lacustres à montmorillonite (Pessac-Université).

Les sables et argiles à kaolinite et goethite semblent hérités des reliefs voisins, d'ailleurs peu importants, qui avaient été soumis durant le Crétacé supérieur à une altération assez poussée du type latéritique. Dans des dépressions à drainage déficient, un milieu riche en Ca ++ et Mg ++ a pu favoriser la néogénèse de la montmorillonite (Pessac-Université). Mais ce minéral apparaît aussi en abondance dans des formations terrigènes continentales diverses; il peut donc avoir été élaboré sur le continent dans des sols ferrugineux tropicaux témoignant d'un climat à saisons sèches et humides alternées (MILLOT, PERRIAUX et LUCAS, 1961). Comme la montmorillonite paraît être plus abondante dans les zones où dominent les faciès marins (Le Porge, Léognan), on peut admettre qu'elle y a été soit néoformée ou agradée, soit plus simplement, mieux conservée que dans les faciès continentaux.

Il est difficile de préciser davantage la nature du climat et des sols durant cette période. Nous pouvons seulement souligner la concordance des indications fournies par ces formations terrigènes du Nord de l'Aquitaine avec celles que donne l'analyse des

séries rouges continentales du début du Tertiaire du Plantaurel (KLINGEBIEL, 1963) des Corbières (FREYTET, 1964) et des séries marines de la bordure nord des Pyrénées occidentales (AUBERT et alt., 1962).

Du point de vue stratigraphique, il n'est pas possible de considérer ces formations dont l'hétérogénéité lithologique et minéralogique vient d'être mise en évidence (Carte 15) comme une véritable unité lithostratigraphique. Les corrélations établies entre certaines de ces formations azoïques et des niveaux marins du Paléocène (ROUSSEAU, 1962) ne peuvent être étayées par des arguments sédimentologiques précis et appartiennent encore au domaine des hypothèses.

b) Formations de l'Eocène inférieur (Carte 16) :

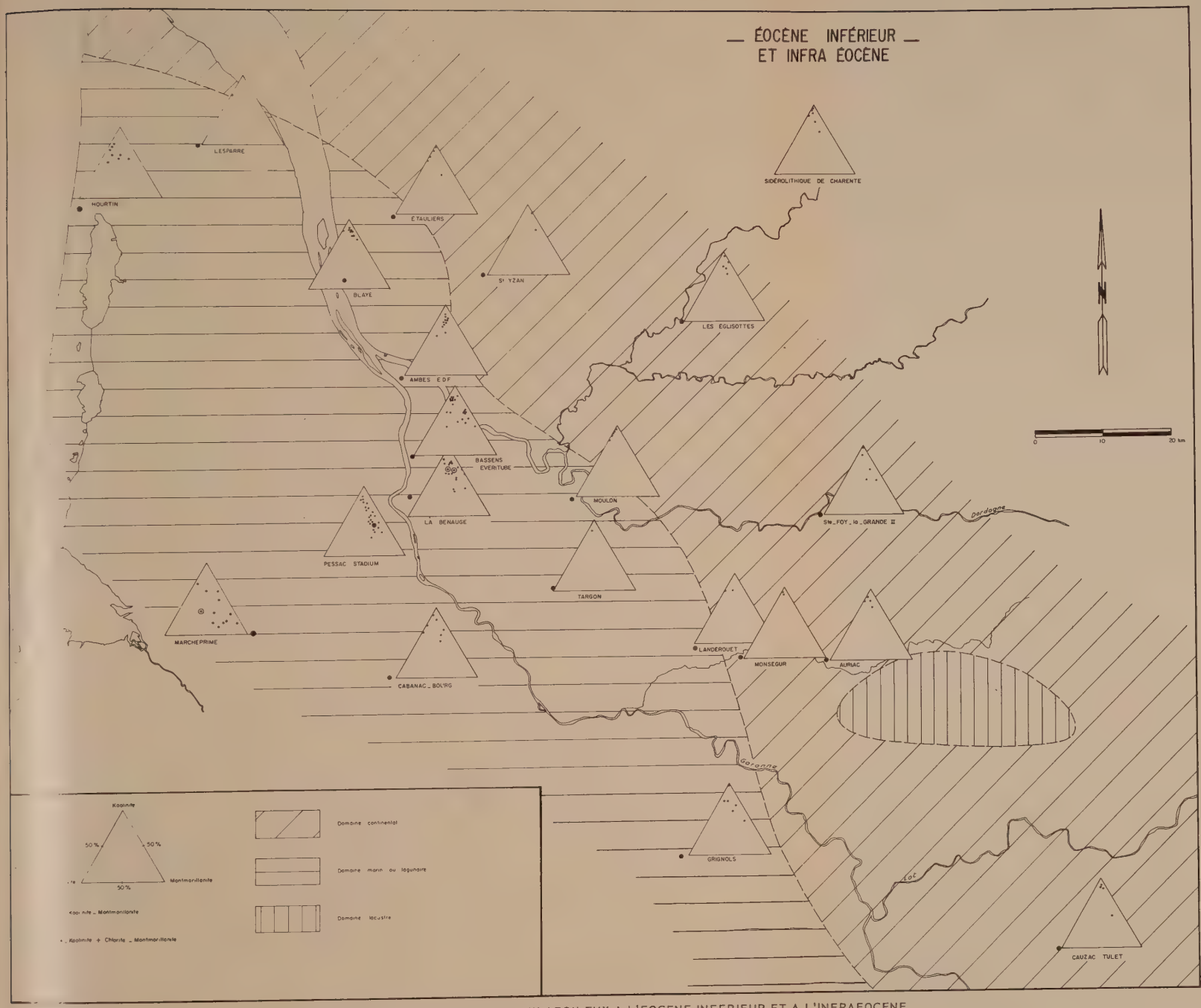
C'est dans le Bordelais que ces terrains sont le mieux connus, datés et représentés. Si l'on excepte les argiles rouges à goethite et les sables continentaux antérieurs à la transgression de l'Eocène inférieur, on peut dire qu'ils sont ici entièrement constitués par des argiles et des marnes souvent dolomitiques où abondent les sables calcaires à tests de Nummulites. Leur fraction argileuse est toujours essentiellement kaolinique. Des minéraux illitiques apparaissent en petites proportions (10 à 20 °/₀), en particulier dans les niveaux les plus calcaires. Des feuillets montmorillonitiques à 15 A° sont relativement abondants (10 à 30 °/₀), dans les niveaux inférieurs de la série marine où ils constituent le plus souvent des édifices interstratifiés irréguliers avec les feuillets illitiques. Nous sommes ici en présence d'un matériau en voie de transformation; pour préciser le sens de ce processus nous examinerons les variations de composition minéralogique des argiles dans les divers faciès de l'Eocène inférieur.

Dans les faciès marneux littoraux du Bordelais (Bassens, La Benauge) les feuillets de montmorillonite restent relativement peu fréquents même au sommet de la série où cependant l'abondance de la dolomite révèle la richesse du milieu de dépôt en ions Mg ++ et Ca ++. Il ne semble donc pas que dans les niveaux où elle est présente, la montmorillonite soit néoformée, les ions Mg ++ ayant été directement fixés dans le réseau des carbonates. Elle semble bien plutôt être héritée dans un état plus ou moins dégradé, et en quantités relativement réduites par rapport à l'augmentation des apports terrigènes qui se produit à la fin de l'Eocène inférieur. Mais si ce minéral est extrèmement rare dans les faciès détritiques continentaux, ce peut être en réalité le résultat de sa destruction tardive par les eaux souterraines circulant dans ces terrains et en particulier dans les niveaux sableux (Auriac, Monségur, Castelmoron, Sainte-Foy-la-Grande, Moulon, Coutras).

Dans les faciès marins au contraire, où le milieu de sédimentation était riche en éléments alcalins et en ions Mg ++, la montmorillonite et l'illite ont été conservées et même parfois agradées, car elles y apparaissent plus régulièrement et plus abondamment (Pessac, La Benauge, Léognan, Cabanac). Ce phénomène est particulièrement net pour l'illite qui n'apparaît en proportions notables (10 à 25 °/₀), que dans les domaines où se sont manifestées des influences marines (Pessac, La Benauge, Bassens, Blaye, Ambès, Cabanac, Léognan).

On peut donc dire que pendant l'Eocène inférieur, les argiles héritées sont de nature kaolinique; elles contiennent aussi de petites proportions de montmorillonites et d'illites dégradées. Dans le domaine continental, au Nord et à l'Est, où se déposent des sédiments sableux, il semble que la circulation des eaux souterraines soit responsable de la disparition des minéraux les plus fragiles, illite et montmorillonite. C'est l'époque des remaniements des dépôts du Sidérolithique nord aquitain et de la formation des gisements de kaolinite de la région charentaise, selon le processus décrit par KULBICKI (1953). Ces minéraux fragiles peuvent être conservés dans le domaine littoral au sein de niveaux argileux où ils se sont trouvés à l'abri des destructions par les eaux souterraines. Dans les milieux franchement marins, il y a eu agradation de la montmorillonite et surtout de l'illite au cours du dépôt, mais l'aboutissement diagénétique de ces phénomènes a été ralenti par suite de la fossilisation de ces argiles dont le «conservatisme» (MILLOT, 1963) est fonction de leur propre imperméabilité.

Cependant l'héritage reflète davantage la nature pétrographique des sols érodés que les conditions climatiques de leur altération pédogénétique. En raison du faible relief du continent, il est vraisemblable que la kaolinite provient plutôt du démantèlement des sols



CARTE 16 : REPARTITION DES MINERAUX ARGILEUX A L'EOCENE INFERIEUR ET A L'INFRAEOCENE.

latéritiques édifiés durant le Crétacé, que des sols qui s'élaborent alors sur le continent. En effet, les vieux sols latéritiques à kaolinite ne sont guère susceptibles de donner de nouveaux minéraux argileux.

c) Formations de l'Eocène moyen (Carte 17) :

La succession des terrains que l'on peut rapporter à cette période illustre les diverses étapes d'un vaste cycle sédimentaire correspondant à une transgression, puis à une régression de la mer dans le nord de l'Aquitaine (VEILLON et VIGNEAUX, 1961, a).

En Bordelais, la séquence majeure correspondante débute par d'importantes masses sableuses issues du Massif-Central qui subit une intense érosion, non seulement à la suite d'une rhéxistasie (ERHART, 1956), mais surtout d'une surélévation tectonique en rapport avec les mouvements alpins et pyrénéens. C'est alors que se mettent en place les grandes rides d'orientation Est-Ouest, celle de Blaye-Listrac-Carcans au Nord, et celle de Villagrains-Landiras au Sud. Les apports détritiques proviennent non seulement du démantèlement de la croûte d'altération latéritique qui recouvrait encore en partie le continent, mais aussi de l'érosion directe du socle cristallin et de sa couverture sédimentaire, comme en témoigne l'apparition des feldspaths détritiques et des minéraux lourds peu résistants dans le vaste complexe fluvio-deltaïque qui se développe dans toute la partie médiane du bassin.

1°) Répartition des minéraux argileux dans le temps :

Dans les coupes de forages que nous avons présentées, comme dans toutes celles que nous avons examinées par ailleurs, la proportion de kaolinite dans la fraction argileuse des dépôts diminue fortement au cours de l'Eocène moyen. Pris dans son ensemble, ce phénomène est indépendant du milieu de dépôt et traduit donc un changement de la composition du matériel hérité. Nous l'observons en effet aussi bien dans le domaine continental (Grignols, Sainte-Foy-la-Grande, Coutras) que dans le domaine marin (Pessac, La Benauge, Bassens).

Néanmoins, dans le détail des séquences lithologiques, il apparaît que durant la période de transgression, l'abondance de la kaolinite est liée à celle des éléments détritiques. Les minéraux argileux plus labiles, éventuellement agradés ou transformés en milieu alcalin, tels que l'illite et surtout la montmorillonite apparaissent en proportions d'autant plus fortes que les éléments sableux sont moins abondants. Comme nous n'avons disposé que de déblais de forages ce qui introduit un certain flou dans les variations lithologiques observées, ce phénomène est difficile à préciser. En outre il est souvent masqué par les transformations qu'ont subi les argiles après leur dépôt, et en particulier par la genèse de chlorite dans certains niveaux de marnes sableuses parfois légèrement dolomitiques, déposées en milieu marin littoral. D'une manière générale, on observe dans tout le centre du bassin, la prédominance de la kaolinite dans les «Sables inférieurs», et celle des minéraux illitiques dans les faciès calcaires déposés pendant la période d'extension de la transgression. Par ailleurs, l'étude détaillée de nombreuses coupes de forages en Bordelais (KLINGEBIEL et LALANNE-de-HAUT, 1962), permet d'observer avec plus ou moins de netteté selon les modalités d'exécution de ces forages, et selon aussi leur situation paléogéographique, l'association de la kaolinite aux faciès très sableux, de la montmorillonite aux niveaux marneux et molassiques marquant le retour des influences marines et un ralentissement des apports terrigènes et enfin de l'illite aux termes marneux et calcaires déposés en milieu franchement marin. Cette succession se retrouve plus à l'Est, à Targon (DUMON et KLINGEBIEL, 1962) où, au sein des «Sables inférieurs», la fraction argileuse contient 20 à 25 °/₀ de montmorillonite, 10 à 15 °/₀ d'illite et 60 à 65 °/₀ de kaolinite, alors que dans les calcaires et les marnes qui les surmontent, elle est composée de 25 °/₀ de montmorillonite, 40 °/₀ d'illite et 35 °/₀ de kaolinite. A Monségur et Auriac (LAPIERRE, 1962), les terrains de l'Eocène moyen sont notablement plus riches en éléments détritiques que ceux du Bordelais. Leur teneur en kaolinite diminue de la base au sommet de la série, tandis que les proportions de montmorillonite et surtout d'illite augmentent; sur les diagrammes triangulaires (Fig. 59 et Carte 17) ce phénomène se traduit par une migration des points, du sommet vers la base des triangles.

Dans le cadre de cette évolution générale de la nature des argiles au cours de l'Eocène moyen, on observe donc des séquences argileuses en correspondance avec les séquences lithologiques.

De telles séquences, établies à partir de successions verticales, ne peuvent avoir qu'une signification stratochronologique restreinte si elles sont en réalité l'expression d'une migration latérale des faciès en rapport avec l'extension de la transgression et les oscillations de la ligne de rivage. Il convient donc d'examiner la répartition des minéraux argileux à cette époque dans l'ensemble du bassin.

2°) Variations latérales de la composition du matériel argileux :

Le découpage des formations de l'Eocène moyen en zones isochrones de moindre durée n'étant pas encore établi avec une précision suffisante pour les diverses coupes de forages étudiées, nous nous contenterons en première approximation, d'examiner les variations latérales de la composition du matériel argileux dans l'ensemble des terrains de cet âge. La carte 17 résume nos connaissances sur cette question, et complète une esquisse antérieure (KLINGEBIEL, 1963).

- En Bordelais apparaissent les deux principaux types de niveaux argileux :

Ceux qui ne contiennent pratiquement pas de chlorite et où domine la kaolinite; ils appartiennent tous aux «Sables inférieurs».

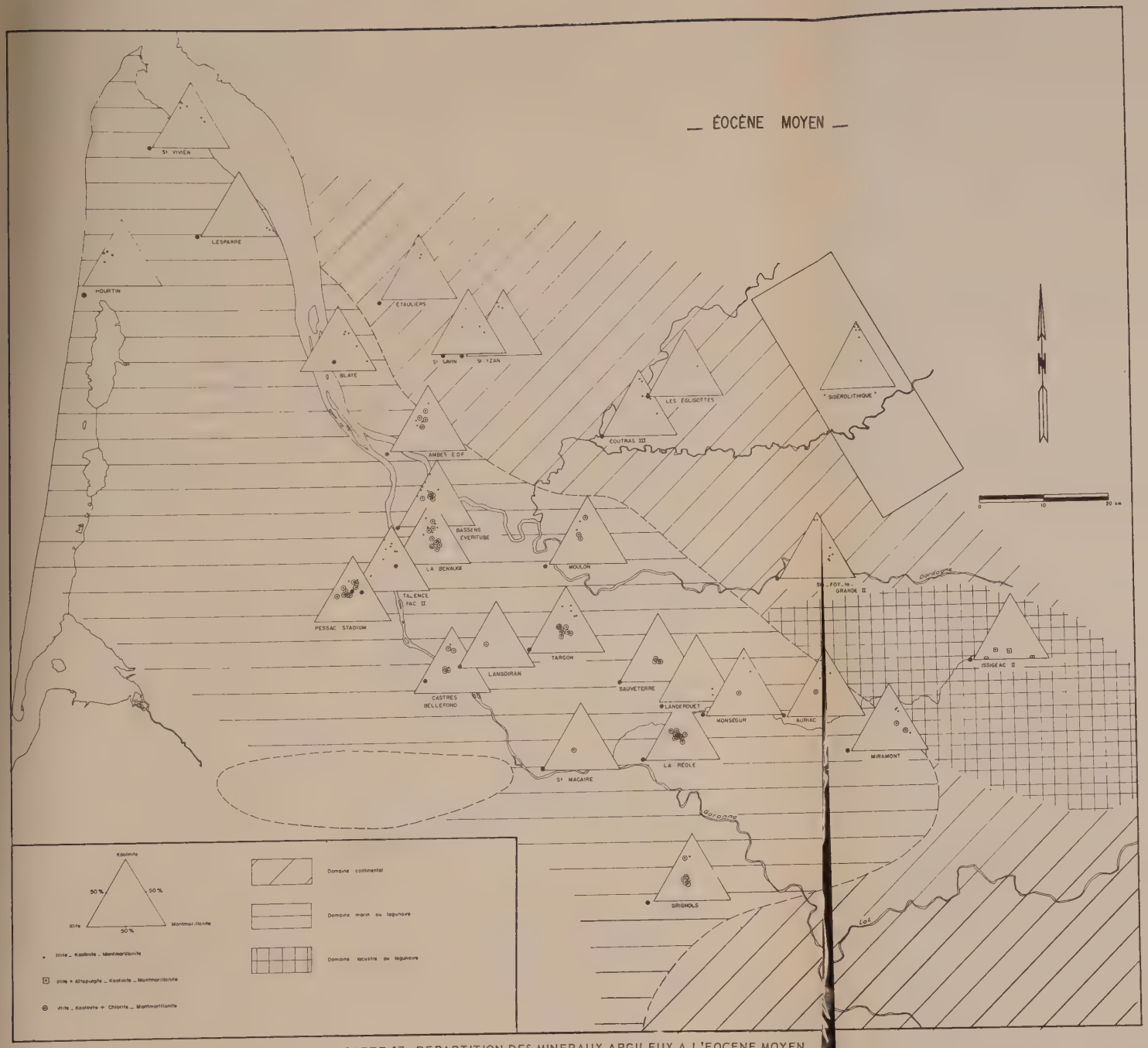
Ceux qui, moins riches en kaolinite et renfermant de la chlorite (5 à 15 °/₀) correspondent aux faciès molassiques et calcaires déposés en milieu marin littoral.

- D'Ouest en Est, l'abondance de l'illite diminue en faveur de celle de la montmorillonite qui est, nous venons de le voir, relativement abondante dans les faciès molassiques littoraux (La Réole, Auriac, Miramont), mais aussi continentaux (Sainte-Foy-la-Grande, Coutras). Il semble donc que l'illite soit en grande partie agradée sinon parfois néoformée dans la partie occidentale où prédominent les faciès marins.

Dans le même sens, il faut noter la disparition de la chlorite qui apparaît nettement localisée dans le Sud-Ouest du bassin, c'est-à-dire dans la zone où les faciès marins prédominent. On doit mentionner l'absence de ce minéral dans toute la bordure Nord et Est, tant dans les faciès marno-dolomitiques du Médoc septentrional (Saint-Vivien) que dans les faciès sableux continentaux (Etauliers, Blaye, Coutras, Les-Eglisottes). Il est aussi absent des formations «Sidérolithiques». Au contraire, c'est dans la coupe du forage de Pessac-Université où nous trouvons la série des faciès les plus franchement marins, que la chlorite est la plus fréquente et la plus abondante; on la remarque en effet dans presque tous les niveaux y compris les niveaux de grès qui sont un équivalent latéral des «Sables inférieurs». S'il faisait partie de l'héritage, ce minéral, malgré sa relative fragilité, aurait été en partie conservé dans certaines couches d'argiles imperméables du milieu continental. Sa présence, et donc sa genèse, paraissent liées au milieu de sédimentation; il semble raisonnable d'évoquer à ce propos, soit une «néoformation» en milieu océanique, soit une transformation des minéraux montmorillonitiques sous l'influence des ions K + et Mg ++ des eaux marines. De telles transformations ont été décrites dans les sédiments actuels du Golfe de Mexico (JOHNS et GRIM, 1958), dans le Golfe de Californie (GRIM, DIETZ et BRADLEY, 1949) et dans le bassin triasique du Jura (LUCAS, 1962).

- Dans les faciès sableux de bordure (Saint-Savin-de-Blaye, Coutras, Sainte-Foy-la-Grande, Auriac) comme dans certains sables «sidérolithiques», les faibles teneurs en illite et montmorillonite peuvent résulter d'une destruction tardive de ces minéraux fragiles par les eaux souterraines acides. Ce lessivage alimentait ensuite en solutions enrichies en éléments alcalins et magnésiens, certaines dépressions lacustres où se sont formés des calcaires et des marnes à attapulgite et sépiolite (Issigeac). Durant cette époque, se poursuivent en effet les phénomènes de remaniements et d'altération des formations «sidérolithiques» qui aboutissent à la constitution des lentilles d'argiles kaoliniques des Charentes et de la Dordogne (KULBICKI, 1956).

- Du Nord au Sud, on observe une nette diminution des proportions de kaolinite. Notons que dans la construction des diagrammes trian-



CARTE 17 : REPARTITION DES MINERAUX ARGILEUX A L'EOCENE MOYEN.

gulaires les teneurs en kaolinite et chlorite ont été cumulées. Ce dernier minéral étant plus abondant dans la partie sud du bassin, la diminution de la kaolinite est en réalité encore plus accentuée qu'il n'apparaît sur la carte.

D'une manière schématique nous retrouvons donc dans les variations latérales de faciès de tous les terrains de l'Eocène moyen, des changements de composition du matériel argileux qui rappellent les séquences observées dans le Bordelais sur des successions verticales. D'une manière globale, on passe d'une association à illite-kaolinite-chlorite à l'Ouest à l'association kaolinite-montmorillonite à l'Est, par l'intermédiaire de termes molassiques à illite-montmorillonite-chlorite et kaolinite. Ces derniers sont plus développés au Sud où le passage entre les deux associations et l'opposition entre les faciès sableux de la base et les faciès calcaires du sommet de la série sont moins nettement marqués que dans le Nord. Les modalités de la sédimentation terrigène sur le rivage nord, adossé au continent, ont donc été bien différentes de celles qui ont présidé à la mise en place des faciès de la bordure sud, définie par l'anticlinal de Villagrains-Landiras.

Par rapport à l'Eocène inférieur où le matériel hérité était essentiellement kaolinique, on note une augmentation des quantités de montmorillonite, puis d'illite présentes dans le matériel terrigène. On peut en conclure que si le démantèlement des sols latéritiques édifiés au Crétacé, se poursuit pendant l'Eocène moyen et fournit de fortes quantités de kaolinite associées aux dépôts détritiques grossiers, des sols de type différent susceptibles de donner de la montmorillonite et de l'illite, s'élaborent maintenant sur le continent. D'une manière très schématique nous dirons qu'ils témoignent autant de l'existence de conditions climatiques chaudes, alternativement sèches et humides que du rajeunissement du relief du Massif Central.

d) Terrains de l'Eocène supérieur :

Les terrains rapportés à cette période ont été traversés par un très grand nombre de forages. L'étude comparée des résultats d'analyse sur carottes et sur déblais montre que l'étude de ces derniers, bien qu'elle ne permette pas d'individualiser les séquences mineures, donne cependant la composition exacte de la fraction argileuse des formations d'une manière aussi exacte que dans les affleurements.

1°) Répartition des minéraux argileux dans les successions verticales :

- Sur le flanc de l'anticlinal de Blaye (coupe de l'Octroi-Pré-Videau) deux séquences argileuses correspondant aux deux séquences lithologiques qui illustrent deux phases de transgression. Dans ce domaine de sédimentation très littorale, l'évolution du matériel argileux est nettement liée à celle des conditions de sédimentation. Dans la première séquence (calcaire de Blaye), on distingue en effet les faciès de transgression, calcaires ou marnes à kaolinite et illite, les faciès de marnes dolomitiques à faune littorale ou lagunaire (DUCASSE, 1963) où se trouvent associées l'illite, la kaolinite, la montmorillonite et la chlorite et enfin des faciès lacustres à illite et attapulgite. La deuxième séquence (calcaire de St Estèphe) est tronquée au sommet de cette coupe, mais peut être analysée en son entier grâce à de nombreux affleurements des marnes supérieures dans le Blayais et permet d'observer une évolution analogue du matériel argileux. Dans le domaine marin, la recrudescence des arrivées de matériel détritique grossier au début de la première phase de transgression est souvent marquée, dans le Bordelais, par une légère augmentation des proportions de kaolinite (La Benauge 125 m, Bassens 125 et 105 m). Par la suite, on observe seulement, dans toutes les coupes étudiées, la persistance de notables proportions de chlorite, et de fortes teneurs en illite et montmorillonite.

Dans le domaine continental (Coutras, Les Eglisottes, Vauclaire, Sainte-Foy-la-Grande) la prédominance de la montmorillonite apparaît très généralement liée à l'abondance du matériel détritique; ce phénomène est encore plus sensible dans les domaines de sédimentation littorale (Auriac, Moulon, Roque-de-Thau).

En résumé, durant tout l'Eocène supérieur, se déposent des argiles caractérisées par l'association illite-montmorillonite-kaolinite-chlorite. Bien que dans certains faciès littoraux la composition du matériel argileux varie en fonction de la lithologie, aucune modification

générale de la nature du matériel argileux hérité au cours de l'Eocène supérieur ne semble pouvoir être dégagée avec certitude.

- Dans les coupes de forages ce phénomène est moins net parce que les conditions de sédimentation ont été moins variées que dans les zones plus littorales.

2°) Variations latérales (Carte 18) :

La distinction des zones synchrones au sein des formations marines du Bordelais sur des bases micropaléontologiques a fait l'objet de diverses études (VEILLON, 1962; DUCASSE, 1959; PUJOS, 1962). Cette étude stratigraphique n'a pas été encore réalisée d'une manière suffisamment précise dans l'ensemble du bassin pour que nous puissions envisager de préciser la répartition des minéraux argileux et leurs transformations dans le détail de ces zones ou même au sein de chaque formation. Nous examinerons simplement leur répartition dans l'ensemble des terrains rapportés à l'Eocène supérieur.

Du point de vue lithologique nous avons noté la prépondérance des faciès argileux ou marneux à la fin de l'Eocène supérieur. Les formations calcaires sont surtout développées au Nord-Ouest, dans la zone néritique du Médoc et du Blayais; au centre du bassin, des sables, des grès, des argiles et des molasses marquent respectivement une reprise des apports terrigènes, une transgression marine et une longue étape de régression par comblement du bassin et enfouissement des structures tectoniques élaborées à l'Eocène moyen. Le bassin est alors soumis sporadiquement à des influences marines, lagunaires ou fluvio-deltaïques; sur la bordure nord-est se développent des formations détritiques de piedmont, essentiellement des sables et des argiles.

Au Sud, la surréction et le rejeu de l'anticlinal de Villagrains-Landiras, ne permettent pas de savoir s'il a été réellement recouvert par des sédiments de l'Eocène supérieur et quel a été son rôle dans leur distribution.

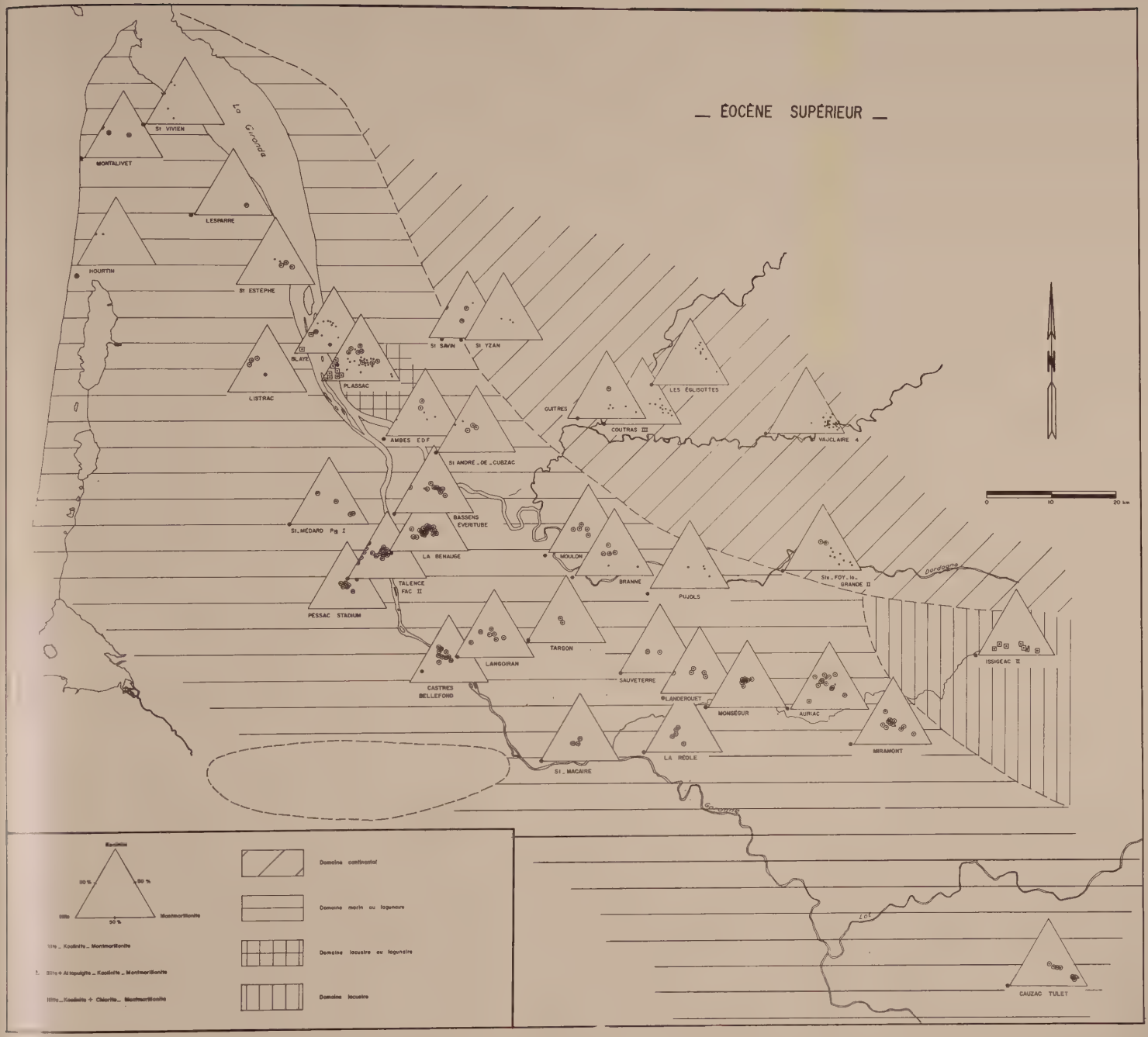
Pour chaque coupe de forage ou d'affleurements, les résultats de l'analyse de la fraction argileuse ont été reportés sur diagrammes triangulaires et la dispersion des valeurs, relevée dans certaines coupes, traduit toujours une grande diversification des faciès dans un domaine de sédimentation très littoral où se sont produites d'importantes transformations des minéraux argileux. Ces phénomènes sont bien visibles dans le Blayais (Plassac, Roque-de-Thau) où se trouvent juxtaposées des marnes de faciès de régression à illite-kaolinite-montmorillonite, des marnes lacustres à illite-kaolinite et chlorite. Néanmoins, les proportions relatives des feuillets à 7 Å°, 10 Å° et 15 Å° restent comprises entre 20 et 60 °/₀ ce qui se traduit dans le diagramme triangulaire par une concentration des points à l'intérieur des lignes de 20 °/₀ (Fig. 53).

Dans quelle mesure ces variations de composition correspondent-elles à des transformations ou à des différences de nature de l'héritage ? Examinons l'amplitude des variations de ces proportions dans les divers domaines de sédimentation :

Dans le domaine continental de bordure : (Coutras, Les-Eglisottes) on trouve l'association montmorillonite-kaolinite avec des traces d'illite. L'abondance de la kaolinite dans cette région rappelle la proximité des gisements à kaolinite du «Sidérolithique» de la Charente et de la Dordogne. Plus au Sud et plus à l'Est (Vauclaire, Guîtres, Sainte-Foy-la-Grande, Pujols, Moulon) on note à tous les niveaux de l'Eocène supérieur, la forte prépondérance des minéraux montmorillonitiques, en particulier dans les dépôts détritiques sableux. Ces minéraux sont donc hérités avec de moindres proportions de kaolinite.

Dans le domaine soumis aux influences marines : Des calcaires et des marnes de mer peu profonde et des molasses ont été élaborées dans une «plaine de niveau de base» (SCHOELLER, 1941 b). On y trouve l'association montmorillonite-illite-kaolinite et chlorite. Les niveaux d'argiles azoïques déposées en milieu continental sont très généralement dépourvues de chlorite; ce minéral n'apparaît que dans les intercalations molassiques qui marquent des périodes de sédimentation lagunaire où se manifestent des influences marines temporaires (Ambès, Saint-André-de-Cubzac, Pujols, Sainte-Foy-la-Grande).

Dans les faciès d'argiles et de marnes lacustres: domine l'association illite-montmorillonite



CARTE 18 : REPARTITION DES MINERAUX ARGILEUX A L'EOCENE SUPERIEUR.

(Vauclaire, Guitres, Branne, Plassac, Issigeac), et même, au contact des niveaux calcaires, l'association illite-attapulgite (Plassac, Issigeac, Auriac).

Dans les faciès franchement marins, les proportions de montmorillonite sont toujours faibles; ce minéral est même parfois totalement absent dans les niveaux argileux ou marneux correspondant à une époque où les apports terrigènes étaient très ralentis en milieu marin (Saint-Vivien, Montalivet, Listrac).

On observe donc que la composition de la fraction argileuse des sédiments de l'Eocène supérieur dépend dans une certaine mesure du milieu de sédimentation. Nous avons observé une certaine correspondance entre les grandes séquences lithologiques et la composition du matériel argileux; on constate également un lien statistique entre la composition des argiles et la paléogéographie de l'Eocène supérieur.

On note en effet :

- Que l'illite est rare ou même absente dans les dépôts continentaux de la bordure nord-est du bassin qui n'a jamais été atteinte par les transgressions marines. Ce minéral est toujours présent et parfois même abondant dans la partie occidentale et centrale du bassin où prédominent les formations marines.

- Que la présence de chlorite est liée au caractère lagunaire ou marin de la sédimentation. Ce minéral n'a jamais été rencontré dans les dépôts exclusivement continentaux.

- Que la présence d'attapulgite souligne le caractère lacustre des dépôts. Ce minéral est associé à de l'illite et de la kaolinite dans le Blayais, à de l'illite et de la montmorillonite dans la région d'Issigeac.

- Que la montmorillonite est le constituant essentiel de tous les dépôts détritiques du bassin. S'il est normal que son abondance diminue avec celle des dépôts terrigènes vers l'Ouest, les variations d'abondance relative ne peuvent s'expliquer que par la transformation de ce minéral lors de son passage du milieu terrestre au milieu marin. La transformation en chlorite est le phénomène le plus probable.

- Que malgré sa transformation éventuelle en chlorite, la montmorillonite reste abondante dans la partie sud-est du bassin (Miramont, Cauzac).

Si aucune modification de la composition du matériel argileux hérité ne semble s'être produite au cours de l'Eocène supérieur, on remarque par contre une différence de nature entre les apports venus de la bordure nord qui contiennent d'appréciables proportions de kaolinite probablement héritée des gisements des Charentes, et ceux venus de la bordure sud-est presqu'exclusivement montmorillonitiques. Par ailleurs, les échantillons analysés représentant dans chaque coupe ou forage, des terrains de toute la série de l'Eocène supérieur, on est conduit à admettre que les minéraux hérités ont été transformés en fonction du milieu de dépôt ou tout au moins du lithofaciès auquel ils se sont trouvés associés.

e) Formations de l'Oligocène (Carte 19) :

Nous avons vu que d'une manière statistique les terrains oligocènes se caractérisent par la prépondérance de l'illite et une diminution des proportions de montmorillonite de la base au sommet de la série. Dans le détail, la composition minéralogique des argiles est très fortement liée à la lithologie et surtout aux conditions de dépôts. Cela est particulièrement net pour certaines des formations classiques comme la «molasse du Fronsadais» et les «argiles de Castillon», qui correspondent à des faciès lithologiques très particuliers et s'individualisent par la nature de leur fraction argileuse. Il n'en est pas de même pour les autres formations dont certaines ont une composition très variable.

1°) Le passage de l'Eocène à l'Oligocène :

La limite entre les deux périodes est plus ou moins bien tranchée selon les domaines de sédimentation et la nature des formations en contact.

- Dans le domaine de permanence marine, ou tout au moins dans les coupes où il ne semble pas y avoir eu d'interruption de sédimentation entre ces deux périodes (forages de Pessac-Université et de Talence-Faculté) on ne remarque à la limite Eocène-Oligocène aucune modification notable de la composition du matériel argileux. Dans le forage de Talence par exemple,

NIVEAUX	FAUNES D'OSTRACODES	COMPOSITION DU MATERIEL ARGILEUX			
		M	I	K	CH
70-82 m	FAUNE ABONDANTE D'AGE OLIGOCENE	20	40	15	25
82-85 m	FAUNE PAUVRE. PAS DE FORMES CARACTERISTIQUES DE L'OLIGOCENE	20	40	15	25
85-90 m	FAUNE D'AGE EOCENE SUPERIEUR	30	35	15	20

TABLEAU 28.
COMPOSITION DU MATERIEL ARGILEUX DES MARNES, A LA LIMITE EOCENE-OLIGOCENE, DANS LE FORAGE DE TALENCE FAC. N° 2.

l'étude de la faune d'Ostracodes situe la limite Eocène-Oligocène entre les profondeurs 82 et 85 m (O. DUCASSE, communication orale), le tableau 28 montre l'homogénéité du matériel argileux de part et d'autre de cette limite.

Il en est de même dans la partie sud du bassin, à Castres-Bellefond, où en l'absence de formations marines correspondant à la transgression du «Calcaire de Saint-Estèphe», se dépose une série monotone de molasses argileuses souvent azoïques de la partie moyenne de l'Eocène supérieur jusqu'au début de l'Oligocène.

Dans les autres parties du bassin, la régression de la fin de l'Eocène supérieur est nettement marquée, et on observe à la base de l'Oligocène une lacune de sédimentation ou le dépôt de formations terrigènes diverses, le plus souvent azoïques et par conséquent mal datées. Ces dernières sont constituées, soit par des argiles et des marnes dolomitiques de milieu lagunaire ou saumâtre (Bassens), soit encore par des argiles de remaniement du substratum par la transgression stampienne dont elles constituent le «conglomérat de base».

En l'absence de repères paléontologiques, la distinction des formations éocènes est donc fort difficile à établir sur des critères minéralogiques. L'étude des argiles permet seulement de préciser les rapports réciproques de certains niveaux d'argiles et des formations encaissantes et de distinguer plusieurs de ces niveaux qui avaient été confondus lors d'études antérieures.

En certains points du bassin cependant on note à la limite inférieure présumée de l'Oligocène, l'existence d'un niveau de marnes ou d'argiles lacustres à illite et kaolinite : C'est le cas à :

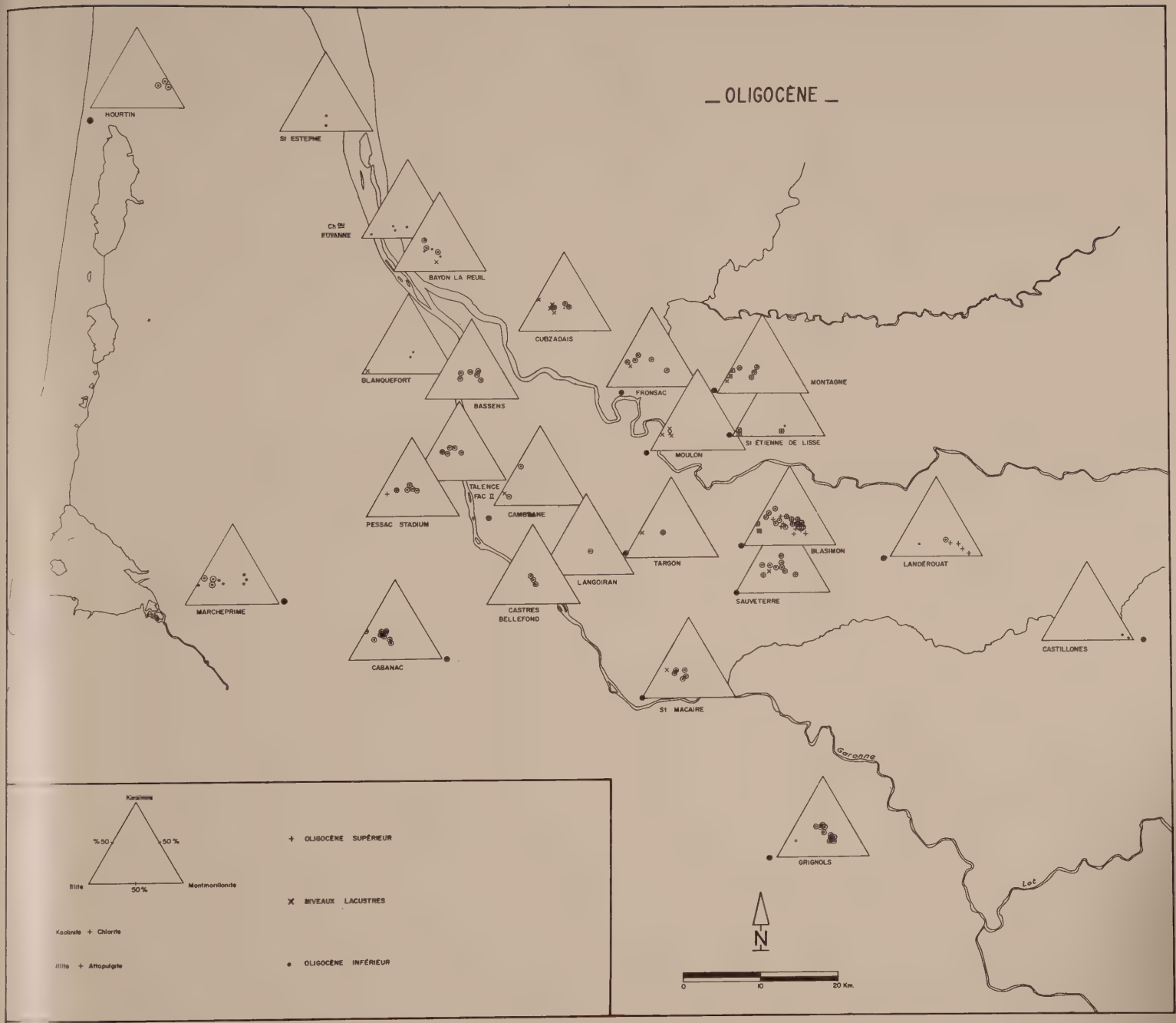
Ambès E.D.F. 36.6 m, Bassens Ev. 20 à 28 m, Landerrouet 64 à 69 m, Moulon 8 m, Saint-Estèphe (coupe Laujac-Coutelin).

2°) Les argiles des principales formations oligocènes :

Seules les argiles des formations lacustres de la bordure orientale du bassin avaient jusqu'ici fait l'objet d'une étude minéralogique. (KULBICKI, 1956)

Au sein des séries entièrement marines on peut distinguer : un Oligocène inférieur riche en montmorillonite et où la chlorite est présente et un Oligocène moyen et supérieur riche en illite, pauvre en montmorillonite et dépourvu de chlorite.

- A l'Oligocène inférieur, il convient de rattacher les formations calcaires de la rive droite de la Gironde (Bayon, Roque de Thau, Château Poyanne) les marnes du Bordelais, (Bassens-La-Parqueyre) et des forages du centre et du sud du bassin (Ambès, Bassens, Pessac, Ta-



CARTE 19 : REPARTITION DES MINERAUX ARGILEUX A L'OLIGOCENE.

lence, Castres-Bellefond, Cabanac, Langoiran, Saint-Macaire, La Réole) dont la fraction argileuse a une composition très homogène :

Montmorillonite : 20 à 40 °/₀ - Illite : 30 à 45 °/₀
Kaolinite : 10 à 25 °/₀ - Chlorite : 5 à 25 °/₀

Il faut aussi rattacher à cette première partie de l'Oligocène la «molasse du Fronsadais» qui se caractérise partout par sa remarquable richesse en montmorillonite :

60 °/₀ à Blanquefort
40 °/₀ à Saint-André-de-Cubzac
55 °/₀ à Fronsac
55 °/₀ à Sainte-Etienne de Lisse
50 °/₀ à Montussan
70 °/₀ à Cabara

La nature des argiles héritées, riches en montmorillonite, n'a donc pas sensiblement varié depuis l'Eocène supérieur, ce qui indique la persistance des mêmes conditions climatiques, pendant l'Oligocène, bien que de plus fortes quantités d'illite apparaissent.

- A l'Oligocène supérieur se développe un mouvement de transgression illustré par des formations marneuses puis calcaires où abondent les éléments de faune à caractère récifal. Le matériel argileux de ces niveaux marins est toujours constitué par le mélange montmorillonite-illite-kaolinite, mais la proportion d'illite est sensiblement plus élevée que dans les formations inférieures; la chlorite y est aussi moins abondante.

- Entre ces deux groupes de formations, on retrouve généralement un ou plusieurs niveaux d'argiles ou de marnes lacustres vertes ou blanches où la montmorillonite et la chlorite ont totalement disparu. Ces niveaux sont bien représentés dans le Libournais où ils constituent un véritable horizon repère passant à l'E. aux calcaires lacustres riches en illite et attapulgite de la région de Castillon. Ils témoignent par leur altitude actuelle, qui est toujours sensiblement du même ordre de grandeur (50 à 60 m) de la stabilité de la région située au nord de la Dordogne. Ce niveau se retrouve jusqu'aux abords de l'anticlinal de Blaye, à Cars (BOUTOT, 1964).

Des niveaux d'argiles vertes et de calcaires se retrouvent en maints endroits au Sud de la Dordogne, mais il n'est pas certain qu'ils représentent tous un même horizon stratigraphique; d'une part des phases lacustres se sont manifestées à des périodes très diverses en des points différents du bassin, et d'autre part on peut observer en un même point plusieurs phases lacustres successives. C'est le cas en particulier de la région de Branne et de Moulon où des argiles à illite et parfois à attapulgite sont observées un peu à toutes les côtes (entre 5 et 40 m). C'est le cas de la partie orientale du Bordelais qui pendant la fin de l'Eocène supérieur et le début de l'Oligocène a été le siège d'une sédimentation alternante, saumâtre, lagunaire ou lacustre. Ainsi, l'homologie des niveaux à illite rencontrés à Saint-André-de-Cubzac (Montalon) Saint-Romain (cote + 47) Fronsac, Montagne (Tuileries Bayard), Saint-Étienne de Lisse, Moulon (Montlau), Blanquefort, Pessac forage de l'Université (- 65 m), Sauveterre (- 18 m), est probable. Celle des niveaux de même composition observés à Saint-Estèphe (coupe Laujac-Coutelin), Bassens (La-Parqueyre), forage de Camblanes (3 à 18 m), Ambès E.D.F. (36,50 m), Bordeaux Nouveau-Pont B 116, Targon (57 à 59 m), Sauveterre (57 m), Saint-Macaire (36 m), La Réole (5 à 10 m), Auros I (105-107 m), Lavazan (50-51 m) est tout à fait incertaine. Il semble que par le passé, lors de relevés cartographiques (feuilles au 1/80.000e BORDEAUX, LIBOURNE et LA REOLE), certains niveaux d'argiles vertes de toute autre nature, aient été confondus avec ces formations lacustres. Il s'agit de niveaux d'argiles déposées au contact des formations marines du «Calcaire à Astéries» et d'un substratum argileux ou marneux. Ces argiles que nous avons retrouvées très constamment à la base des calcaires à Asques, Cubzac-les-Ponts, Saint-Romain, Cadillac-en-Fronsadais, Bayon, Roque-de-Thau, Montussan, Sainte-Eulalie, ont une composition comparable à celle du substratum. Elles ne peuvent pas constituer un horizon repère à l'échelle régionale comme certains des niveaux lacustres à grande extension et leur utilisation à des fins cartographiques a été parfois abusive. L'interprétation stratigraphique de ces niveaux d'argiles ne peut être réalisée que par une analyse approfondie des données paléontologiques non seulement de la couche elle-même mais aussi des couches contigües.

3°) Limite supérieure de l'Oligocène :

En raison de l'ampleur de la régres

sion qui partout dans le Nord de l'Aquitaine marque la fin de l'Oligocène, on n'observe une sédimentation continue de l'Oligocène au Miocène que dans la partie sud et la partie ouest du bassin. Les sédiments du Miocène inférieur de nature essentiellement terrigène, dans le Sud sont caractérisés par l'association illite-kaolinite-chlorite (ALVINERIE, 1961). Dans le Médoc (BALAGE, 1961) les argiles extraites des formations calcaires qui représentent le Calcaire à Astéries sont constituées par l'association, illite-kaolinite. A Carcans cependant apparaissent la kaolinite et la chlorite. Ce fait semblerait lié à la remontée des couches éocènes qui a conféré à la sédimentation oligocène un caractère moins profond.

Dans la partie orientale du bassin les calcaires récifaux qui couronnent la série oligocène sont recouverts par la molasse de l'Agenais. Les rapports réciproques de ces deux formations restent encore à préciser. Nous retiendrons simplement que ce dépôt continental, traduit par sa richesse en montmorillonite la continuité des conditions d'altération et d'érosion qui ont régné sur la bordure orientale du bassin de l'Eocène supérieur au Miocène.

Bien qu'elle ne soit que l'expression d'un inventaire très fragmentaire des séries oligocènes du bassin nord aquitain, la carte 19 met en évidence les traits généraux de la répartition des minéraux argileux dans ces terrains. On notera la pauvreté générale en kaolinite, - plus accusée en réalité qu'il n'apparait sur les diagrammes triangulaires en raison de l'abondance de la chlorite -. On notera aussi la dominance de l'illite vers l'Ouest, celle de la montmorillonite à l'Est et celle de la chlorite vers le centre du bassin. Les calcaires de l'Oligocène supérieur sont pauvres en argile : c'est la période d'étalement maximum de la transgression où les apports terrigènes sont le plus réduits. C'est également la période pendant laquelle les formations récifales sont le plus développées; les intercalations argileuses qu'on y rencontre ont sensiblement la même composition que celles des «rivages de la mer à cette époque: mélange illite-kaolinite-montmorillonite sur le rivage nord, montmorillonite dominante vers l'Est.

Dans l'ensemble, la composition des argiles des diverses formations de l'Oligocène reflète davantage les conditions de leur dépôt que les changements de nature minéralogique de l'«héritage» qui apparaissent en fin de compte relativement restreints et très progressifs. Les modifications du cadre paléogéographique qui se sont produites au cours de cette période -lointains échos de l'orogenèse pyrénéenne- sont de nature essentiellement tectonique; elles consistent en un rajeunissement de la topographie du bassin, pénéplané par comblement à la fin de l'Eocène et son enfoncement progressif, cause de nouvelles transgressions. La sédimentation terrigène ne traduit aucune modification sensible des conditions climatiques de la pédogénèse et de la glyptogénèse sur le continent où, comme à l'Eocène supérieur s'élaborent des argiles essentiellement montmorillonitiques. Dans le milieu lacustre, ces argiles sont agradées ou transformées en illite et parfois on observe la néoformation d'attapulgite; dans le milieu marin s'effectue l'agradation des illites et la genèse de chlorites. Ce ne sont là cependant que des indications générales, la nature et l'ampleur de ces phénomènes devant être précisée par une étude plus complète des formations oligocènes.

CINQUIEME PARTIE

LITHOSTRATIGRAPHIE
ET
PALEOGEOGRAPHIE
DU
PALEOGENE NORD-AQUITAIN

CHAPITRE I

LITHOSTRATIGRAPHIE :

1) PRINCIPES ET METHODES DE LA LITHO-STRATIGRAPHIE :

a) La chronologie géologique :

L'histoire geologique d'une région peut être reconstituée à partir des sédiments qui y ont été déposés, seule matérialisation du temps écoulé, sauf dans certains cas particuliers; la vitesse de sédimentation, variable et indéterminable avec précision, ne peut servir de critère chronologique et partout les épaisseurs de dépôt ne sont pas l'expression de la durée de leur mise en place.

Seuls, les changements lithologiques observés dans une série constituent en première approximation des repères chronologiques relatifs. Lorsqu'une succession de couches de compositions différentes se retrouve dans des coupes géographiquement voisines, on peut établir des lithozones, c'est-à-dire, en fait, une stratigraphie de formation.

En utilisant des critères variés, essentiellement paléontologiques et minéralogiques, on peut tenter de subdiviser et de différencier des couches lithologiquement semblables ou d'associer des terrains de nature différente et par conséquent essayer de s'affranchir, dans une certaine mesure, de la notion de formation. C'est la première étape vers une chronologie absolue.

En général, dans l'élaboration des systèmes stratigraphiques classiques, les critères paléontologiques ont joué un rôle fondamental. Ils sont en effet à la fois plus variés et plus précis que les critères lithologiques apparents. Certes le mécanisme de l'horloge biologique est complexe, et la transformation progressive des faunes ne fournit qu'un enregistrement irrégulier du temps écoulé, les organismes évoluant avec des vitesses particulières et inconstantes. Les ensembles fauniques qui s'élaborent ainsi sont toujours uniques et caractérisent un épisode particulier de l'histoire géologique d'un bassin. Leur étude conduit à une datation relative. Cependant les durées correspondant à ces épisodes sont à la fois mal définies et inégales. En outre, la délimitation des biozones est rarement indépendante de la définition des unités lithologiques. Dans les séries dépourvues d'éléments organiques fossilisés, l'analyse lithologique et minéralogique vient suppléer aux déficiences de la méthode paléontologique.

b) Formations et lithozones :

En fonction de leurs conditions de dépôt, certaines couches sont susceptibles de s'étendre sur de grandes surfaces (fonds de grands lacs, fonds marins de plateformes

continentales) alors que d'autres ont une extension réduite. Les premières se prêtent à la distinction de lithozones naturelles qui dans certains cas et à une échelle locale définissent des surfaces sensiblement isochrones. Il est par contre difficile, en raison de la complexité de leur agencement, d'intégrer les secondes dans une échelle chronologique continue. Il convient alors de rechercher au-delà des variations lithologiques, les liens naturels entre ces dépôts, leurs relations réciproques dans le cadre des variations du régime hydologique d'un bassin, ou des conditions d'érosion de la surface des continents qui sont les facteurs fondamentaux de leur genèse et de leur répartition. Car c'est bien l'étude de ces facteurs qui fournit la clef de l'interprétation stratigraphique et paléogéographique de telles formations.

En effet, même si des formations lithologiques de même nature peuvent se constituer à plusieurs reprises au cours des temps géologiques, leur situation relative dans les successions lithologiques est généralement originale (comme ces successions elles-mêmes) et fournit un élément de datation relative.

Ainsi, la composition des séquences lithologiques, c'est-à-dire l'ordre, l'importance relative et la nature des termes qui les composent, dépend étroitement de leur contexte historique et paléogéographique. Par delà la variété des dépôts, il y a lieu de rechercher dans l'enchainement des faciès, les diverses manifestations (rythmes de sédimentation ou modifications de la nature des éléments déposés) qui peuvent être l'effet plus ou moins synchrone d'une même cause. L'analyse des séquences fournit alors des éléments de datation des séries, jusque dans des domaines où l'étude paléontologique devient impuissante par suite de l'absence de restes d'organismes.

c) Lithozones et cycles sédimentaires :

Seuls certains dépôts particuliers. comme par exemple les niveaux de bentonite, qui ont pour origine des pluies de cendres volcaniques, peuvent, en raison de leur grande extension, être utilisés comme «marqueurs» chronologiques sur de grandes distances. Mais la plupart des formations terrigènes, marines, littorales ou continentales peuvent se déposer obliquement par rapport aux surfaces isochrones. En outre, la mise en place des éléments pondérables (LOMBARD, 1956) n'est pas continue et procède généralement de phases successives, actives ou négatives, liées aux variations des rapports réciproques de la mer et du continent.

Il apparaît donc que les diverses catégories de formations que l'on distingue habituellement, ont du point de vue lithostratigraphique, des valeurs très inégales. Ainsi que le soulignent WHEELER et MALLORY (1956), il y a lieu de définir avec précision trois types fondamentaux de termes lithologiques.

a) Les lithostromes (formation, groupe ou membre de couche) qui sont individualisés par la considération de leur position dans une série verticale, et peuvent avoir une valeur stratigraphique.

b) Les lithotopes ou lithofaciès, envisagés sous l'angle des variations latérales de lithologie et qui n'ont par eux-mêmes aucune signification stratigraphique précise.

c) Les lithosomes (cordons et lentilles, à stratification oblique) qui sont des dépôts isolés, bien délimités à la fois dans le sens vertical et horizontal, et qui en raison de leur étroite localisation, se prêtent mal à une utilisation stratigraphique.

Dans le domaine marin, on observe que, lors de l'invasion d'un bassin par la mer, puis du retrait de celle-ci, après une période plus ou moins longue, se produit une migration des faciès littoraux pour laquelle divers schémas ont été proposés. TWENHOFEL (1950), examinant la répartition des faciès détritiques dans les séries tertiaires du bassin de la «Gulf Coast», montre que les «conglomérats de base» ne représentent en fait que des litho-faciès littoraux; dans le cas d'une élévation du niveau de la mer (transgression), ces faciès se situent à la base des unités lithologiques et sont plus inclinés que les unités chronologiques, alors qu'ils se rencontrent au sommet des formations déposées par la mer et sont moins inclinés que les surfaces isochrones lors d'un abaissement de niveau (régression).

Considérant la répartition théorique des divers biotopes en fonction de la bathymétrie, au sein d'un cycle marin, ISRAELSKY (1949), puis KRUMBEIN et SLOSS (1958 a) décrivent une disposition symétrique de ces faciès de part et d'autre de la surface isochrone correspondant au maximum de profondeur et d'ex-

tension de la mer.

En réalité, il est rare que les variations du niveau des mers soient uniquement de nature eustatique. La mise en place des sédiments terrigènes, l'individualisation des bassins, les modifications des lignes de rivages sont plutôt d'origine diastrophique, et les modalités de réalisation des phénomènes d'érosion, de transport et de sédimentation sont extrêmement variées. Aussi observe-t-on le plus souvent une polarité des séquences sédimentaires qui matérialisent un cycle sédimentaire en un point donné du bassin. Les séquences horizontales plus ou moins complètes sont formées de termes suivant l'ordre de la série virtuelle générale et rappelant donc les termes et la disposition des séries verticales.

C'est pourquoi, tenant compte du fait que les mouvements de transgression et de régression sont affectés d'une certaine rythmicité, nous avons proposé (VIGNEAUX, VEILLON et KLINGEBIEL, 1962) un schéma différent faisant apparaître des séquences polarisées, horizontales et verticales. Toute une gamme de schémas similaires peut être élaborée pour illustrer les séries représentées en diverses parties du bassin, car l'extension des lithofaciès est liée à la formation des bassins, à leur type architectonique et à l'aire d'alimentation.

Ainsi, même dans le milieu marin où les couches présentent parfois une certaine continuité, les interprétations lithostratigraphiques devront essentiellement tenir compte de la position des lithotopes dans un cycle bathymétrique. Les arrêts de sédimentation peuvent alors être décelés par l'analyse comparée des séquences horizontales et verticales de faciès.

Dans le domaine continental, la disposition des faciès est parfois totalement indépendante des cycles sédimentaires marins.

Transformations de surface: Les discontinuités, les lacunes et même les érosions sont fréquentes; elles ne peuvent plus être évaluées qu'en situant les couches qui sont représentées, par rapport à une série continue bien datée qui sera définie le plus souvent et le plus aisément en milieu marin. On recherchera dans cette série des «marqueurs» minéralogiques qui soient perceptibles dans ces deux domaines malgré les différences de nature lithologiques des dépôts.

Il est évident que ce sont les changements de composition du matériel terrigène qui sont susceptibles de constituer les meilleurs repères chronostratigraphiques, car les modifications de la lithologie sont étroitement liées aux conditions de dépôt.

d) Lithozones et paléogéographie :

En définitive, le contexte historique et paléogéographique de la mise en place d'une série sédimentaire lui confère une originalité certaine, permettant de la dater ou tout au moins de lui assigner une place relativement précise dans l'histoire géologique d'un bassin. Il est possible en effet, au-delà des similitudes superficielles des séquences lithologiques mineures et moyennes, de déceler des différences de composition (paléontologiques bien sûr, mais aussi minéralogiques), des divers termes qui les constituent, permettant de situer ces séquences dans une chronologie relative, liée à l'évolution du bassin (cycles sédimentaires) et de son cadre (diastrophisme, cycles climatiques). Ces derniers phénomènes seront étudiés par la comparaison des termes homologues des séquences successives.

2) *CORRELATIONS LITHOLOGIQUES :*

Dans les schémas stratigraphiques du Paléogène nord-aquitain qui ont été élaborés jadis (BLAYAC, 1930; FABRE, 1939), les limites de formations sont souvent considérées comme des surfaces isochrones. Cette solution de facilité peut recevoir une apparente justification paléontologique dans les domaines de sédimentation littoraux où les changements de faune correspondent à des modifications assez profondes des conditions de sédimentation.

Un tel procédé d'interprétation devient bien arbitraire lorsqu'on veut inclure dans des limites chronostratigraphiques précises, à la fois des formations marines et des formations continentales terrigènes. Il convient de préciser simplement la place des divers épandages détritiques dans les séries thalassogènes, et de situer ensuite les dépôts continentaux correspondants dans une chronologie relative, sans que les durées représentées par les unités litho-

stratigraphiques puissent être considérées comme des unités de temps. Nous montrerons alors comment la connaissance de la composition minéralogique de ces formations contribue à leur identification et à la détermination des passages latéraux entre le domaine marin et le domaine continental.

a) Utilisation des diagraphies électriques dans des séries marines épicontinentales :

L'examen des propriétés électriques des terrains traversés par un forage permet de préciser la position et la nature des couches. La confrontation des diagrammes réalisés dans divers forages fournit de précieux éléments de corrélation, concernant plus particulièrement la nature et la succession des bancs. On peut en effet reconnaître dans un ensemble de coupes des groupes de couches individualisant des séquences homologues dont les limites peuvent correspondre à des «lignes temps» (isochrones). Les variations de faune accompagnent généralement des modifications lithologiques qui par leur importance et leur extension traduisent des changements survenus dans les conditions de sédimentation et dans le régime hydrologique du bassin.

Par cette méthode nous avons essayé de préciser l'extension latérale des diverses couches ou séquences de couches de l'Eocène inférieur du Bordelais, datées par leur contenu faunistique dans le sous-sol d'Ambès. (DUCASSE VEILLON et VIGNEAUX, 1960). Bien que n'ayant pas atteint le toit du Crétacé supérieur, la coupe du forage d'Ambès E.D.F. n'en est pas moins représentative du Nummulitique inférieur du Bordelais car on rencontre à sa base les termes marins les plus anciens (calcaires gréseux à *Alveolina oblonga* et *Nummulites exilis*) connus dans le Nord de l'Aquitaine (ROUSSEAU, 1962; VEILLON, 1962). La plupart des couches distinguées dans cette coupe se retrouve dans des forages assez éloignés, parfois de plus de 25 km (Léognan) et intéressant des régions structurales différentes (Zone haute de l'Entre-deux-Mers, Synclinal de Bordeaux).

Nous distinguerons de la base au sommet, plusieurs ensembles de couches appartenant à des biozones définies.

1) Mésozoïque :

Le toit du crétacé est bien marqué par une nette «chute» de résistivité au contact des calcaires du Maëstrichtien (Pessac, La Benauge), ou du Campanien (Bouliac), et des argiles rouges continentales sus-jacentes.

2) Argiles rouges :

Dans l'ensemble, ces formations détritiques continentales, argiles et sables argileux souvent de couleur rouge, ont une faible résistivité et une faible polarisation spontanée. Dans la coupe de Pessac-Université, où cette formation se présente avec la plus grande épaisseur, une intercalation de marne lacustre est nettement caractérisée par sa plus forte résistivité.

3) Grès et calcaires inférieurs :

Ces terrains appartiennent à une première biozone à *Nummulites exilis* et *Alveolina oblonga*; ils représentent des faciès de transgression. Aux grès inférieurs qui peuvent être assimilés à un «conglomérat de base», succèdent plusieurs couches de calcaires et de marnes alternées. L'importance relative des couches qui représentent ces deux faciès est très variée; elle illustre les modalités particulières de la sédimentation terrigène en chaque point d'observation.

On notera au passage la prédominance des faciès marneux à Pessac, qui constituait une zone plus profonde qu'à Ambès et à La Benauge où ces niveaux sont fortement calcifiés comme en témoigne leur résistivité élevée.

4) Argiles et marnes à Nummulites globulus :

Le toit de cette biozone où alternent d'une manière très constante des argiles et des calcaires marneux est marqué par un gros banc de marno-calcaires de plus forte résistivité.

5) Marnes et argiles à Nummulites pernotus :

Cette série alternante d'argiles, de marnes et de calcaires marneux souvent très dolomitiques se termine dans toutes les coupes étudiées ici, par un groupe de cinq ou six couches de marno-calcaires dolomitiques et d'ar-

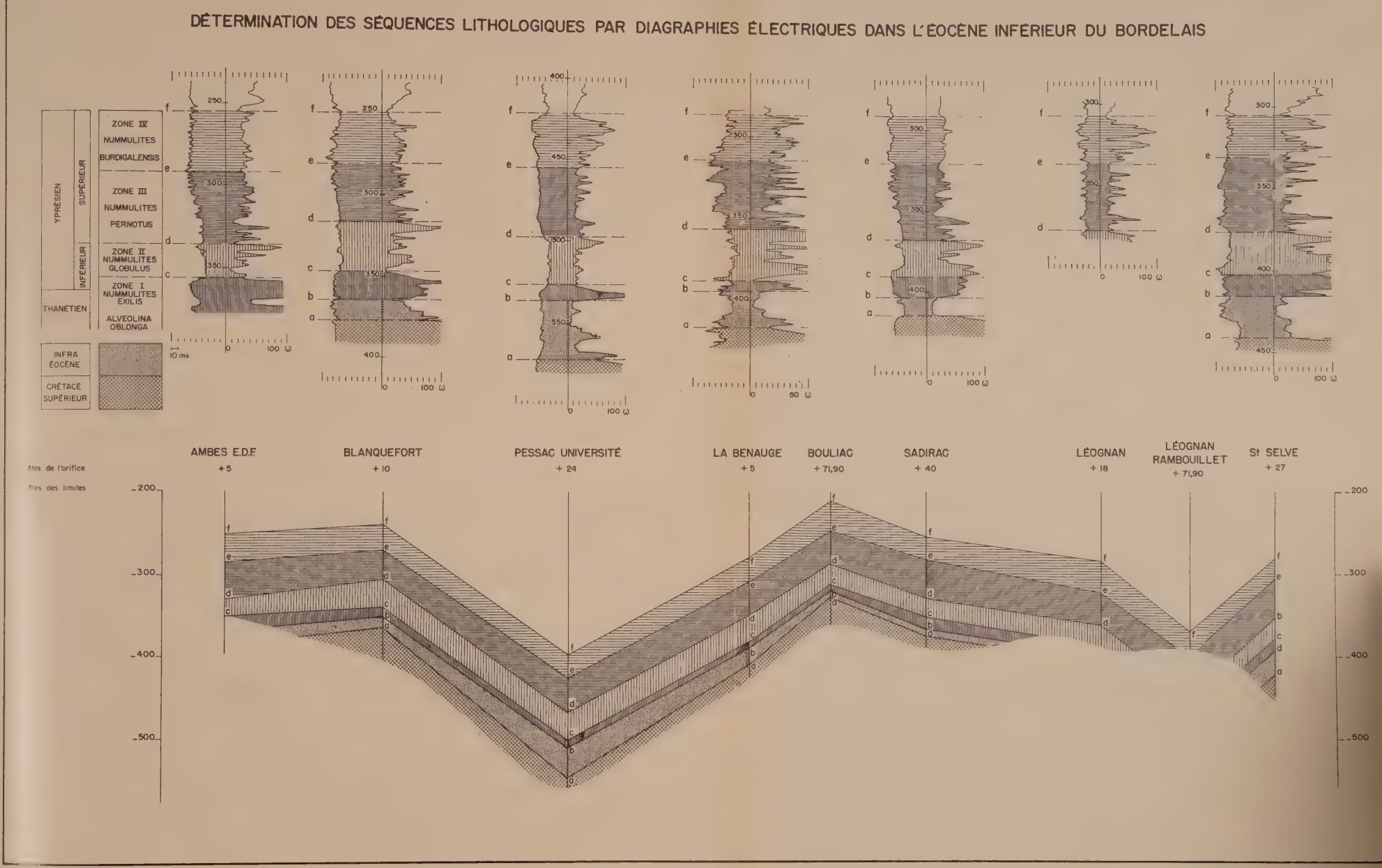


FIGURE 60:

CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES PAR «LOGS ELECTRIQUES» DANS L'EOCENE INFERIEUR DU BORDELAIS.

giles, sensiblement de même épaisseur et alternant régulièrement. Les rythmes de sédimentation sont identiques dans toutes les coupes; seule l'épaisseur relative des couches d'argile ou de marnes présente quelques variations mineures. Cette période qui correspond manifestement au maximum de stabilité de la mer et du continent à l'Eocène inférieur représente vraisemblablement ici le plus vaste étalement de la mer dans le Nord de l'Aquitaine et le début de la régression.

6) Dolomies et marnes supérieures :

Ces couches terminales de l'Eocène inférieur marin, caractérisées du point de vue paléontologique par la présence de *Nummulites burdigalensis* sont moins régulières que les niveaux sous-jacents. Dès cette époque, le bassin nord-aquitain commence à se déformer. La puissance de cette alternance de marno-calcaires dolomitiques et d'argiles, augmente légèrement dans les zones subsidentes qui formeront par la suite le synclinal de Bordeaux (Pessac-Université, Ambès)

Le toit de cette dernière unité est généralement marqué par une «chute» de la résistivité et de la Polarisation spontanée (P.S.) au mur des «Sables inférieurs». Au-delà de cette limite, incertaine en bien des points, si on ne considère que les enregistrements électriques, les caractères lithologiques et électriques du terrain se diversifient considérablement et il devient impossible d'établir, par cette méthode, des corrélations précises entre ces dépôts plus ou moins sableux. Les propriétés électriques des niveaux sableux sont en effet directement déterminées par la qualité des eaux qu'ils contiennent. Celle-ci est très variée selon les régions, en fonction des courants de la circulation souterraine; la diagraphie électrique ne traduit plus directement la nature lithologique des terrains.

La figure 60, résume notre interprétation lithostratigraphique de l'Eocène inférieur du Bordelais à partir d'un certain nombre de forages à l'occasion desquels une diagraphie électrique a été effectuée. Si on considère que la durée représentée par chacune de ces unités stratigraphiques est la même pour toute la région étudiée, on peut alors attribuer aux variations de puissance de ces unités une signification paléogéographique.

La faible amplitude de ces variations traduit bien l'absence de relief de la plateforme continentale à cette époque. Cependant les nuances observées annoncent déjà les déformations que subira cette partie du bassin au cours de l'Eocène moyen.

Une légère subsidence, suggérée par la plus forte épaisseur des couches ou même la présence de bancs supplémentaires, s'ébauche à La Benauge, Pessac-Université, et à Maubuisson. Des couches d'épaisseur moindre au contraire se constituent à l'emplacement des futurs «points hauts» de la partie Sud de l'Entre-deux-Mers (Bouliac, Sadirac) et du Blayais (Blaye). En outre la réduction d'épaisseur des couches de la zone supérieure à *Nummulites burdigalensis*, observée à Léognan, bien que le milieu soit subsident et plus profond paraît due au fait que les apports sableux (qui augmentent à l'Eocène moyen) n'ont pas atteint cette région. En l'absence d'apports détritiques en ce point, la même durée se trouve donc représentée par une formation moins puissante.

b) Utilisation des données minéralogiques: identification des formations terrigènes :

Les néoformations massives de minéraux ne se produisent que dans des milieux de sédimentation particuliers, faiblement alimentés en éléments figurés. Les phénomènes de transformation sont plus ou moins intenses et de sens variés dans les diverses parties du bassin.

L'étude simultanée des minéraux argileux, sensibles aux conditions de sédimentation, et des associations de minéraux lourds, peu modifiées par les conditions de gisement, nous permettra de caractériser assez exactement les divers épandages détritiques mis en place au cours du Paléogène.

En comparant les compositions minéralogiques des principaux faciès d'un même horizon stratigraphique, il apparaît alors possible de reconstituer la composition fondamentale des apports terrigènes à une époque donnée, et, inversement de replacer dans un cadre paléogéographique cohérent, les modifications subies par ces minéraux lors de leur dispersion et leur lithification.

Nous examinerons sur un exemple, dans quelle mesure la considération de la composition minéralogique des sédiments permet d'effectuer la translation d'une échelle lithostratigraphique du domaine marin au domaine continental.

La coupe schématique de la figure 61 montre d'Ouest en Est, l'imbrication des formations marines paléogènes et des dépôts continentaux, du centre du synclinal girondin à la zone de piedmont en bordure du Massif Central.

La stratification régulière des dépôts marins est favorable à l'établissement d'une lithozonation, alors que la disposition désordonnée des accumulations détritiques sur le continent ou dans la zone d'oscillation du rivage ne fournit en première analyse aucun repère lithostratigraphique constant.

La considération de la nature minéralogique des constituants pondérables fondamentaux de ces accumulations, permet d'établir, au-delà de leur diversité lithologique, l'identité des épandages détritiques successifs :

1) Les minéraux des argiles ne fournissent à proprement parler aucun repère stratigraphique précis, car les changements de nature du matériel argileux ne sont jamais très tranchés. On n'observe jamais qu'une évolution d'ensemble similaire dans tous les domaines de sédimentation, de la base au sommet du Paléogène.

Dans le détail des couches, les variations de composition du matériel argileux apparaissent assez étroitement liées aux séquences lithologiques, c'est-à-dire à l'évolution des conditions de dépôt. Néanmoins, les grandes étapes de la sédimentation terrigène au cours du Paléogène sont bien caractérisées par la composition particulière du matériel argileux.

2) Les minéraux lourds constituent des associations plus variées, dont l'évolution est moins progressive. La mise en place de ces minéraux, étroitement liée à celle des apports sableux, s'effectue d'une manière sporadique. Malgré l'existence de provinces minéralogiques, on peut déceler dans toutes les séries des changements similaires de la composition des associations de minéraux lourds. Les proportions relatives de deux ou plusieurs minéraux sont calculées à partir du nombre de minéraux et non de leur pourcentage; à chaque niveau leurs variations peuvent être examinées indépendemment des variations d'abondance de telle ou telle espèce dans une province déterminée. La généralité de certains de ces changements, conduit à penser qu'ils expriment en première approximation, des modifications paléogéographiques suffisamment vastes (et perceptibles malgré la diversité des faciès) pour qu'ils puissent être considérés comme des repères lithostratigraphiques.

Si donc aucune espèce minérale ne paraît à elle seule caractériser une période de sédimentation particulière, les associations de minéraux argileux et les cortèges de minéraux lourds individualisent nettement les principaux épandages détritiques successifs.

Crétacé supérieur: Les couches supérieures du Crétacé sont partout de nature calcaire et pauvres en matériel détritique. Sur le plan sédimentologique, leur identification ne pose pas de problème particulier. Notons simplement que leur fraction argileuse est essentiellement montmorillonitique.

Infra-Eocène: Généralement les argiles rouges assimilées au «Sidérolithique» sont de nature kaolinique, et les sables qui leur sont associés ont un cortège de minéraux lourds et résistants.

Au centre du bassin cependant, on trouve des intercalations de sables ayant un cortège de minéraux lourds moins résistants (grenats et disthènes) et des niveaux d'argiles où la montmorillonite est relativement abondante.

Ces dépôts témoignent d'apports détritiques nouveaux dont la conservation semble due à l'établissement de conditions de sédimentation laguno-lacustres (Pessac-Université) ou lagunaires (La Benauge). Dans ces faciès apparaissent des illites et abondent les interstratifiés illite-montmorillonite. Le matériel argileux hérité, alors constitué de kaolinite associée à de moindres proportions de montmorillonite, semble avoir subi un début de transformation dans la partie méridionale du bassin envahie par des eaux calcaires.

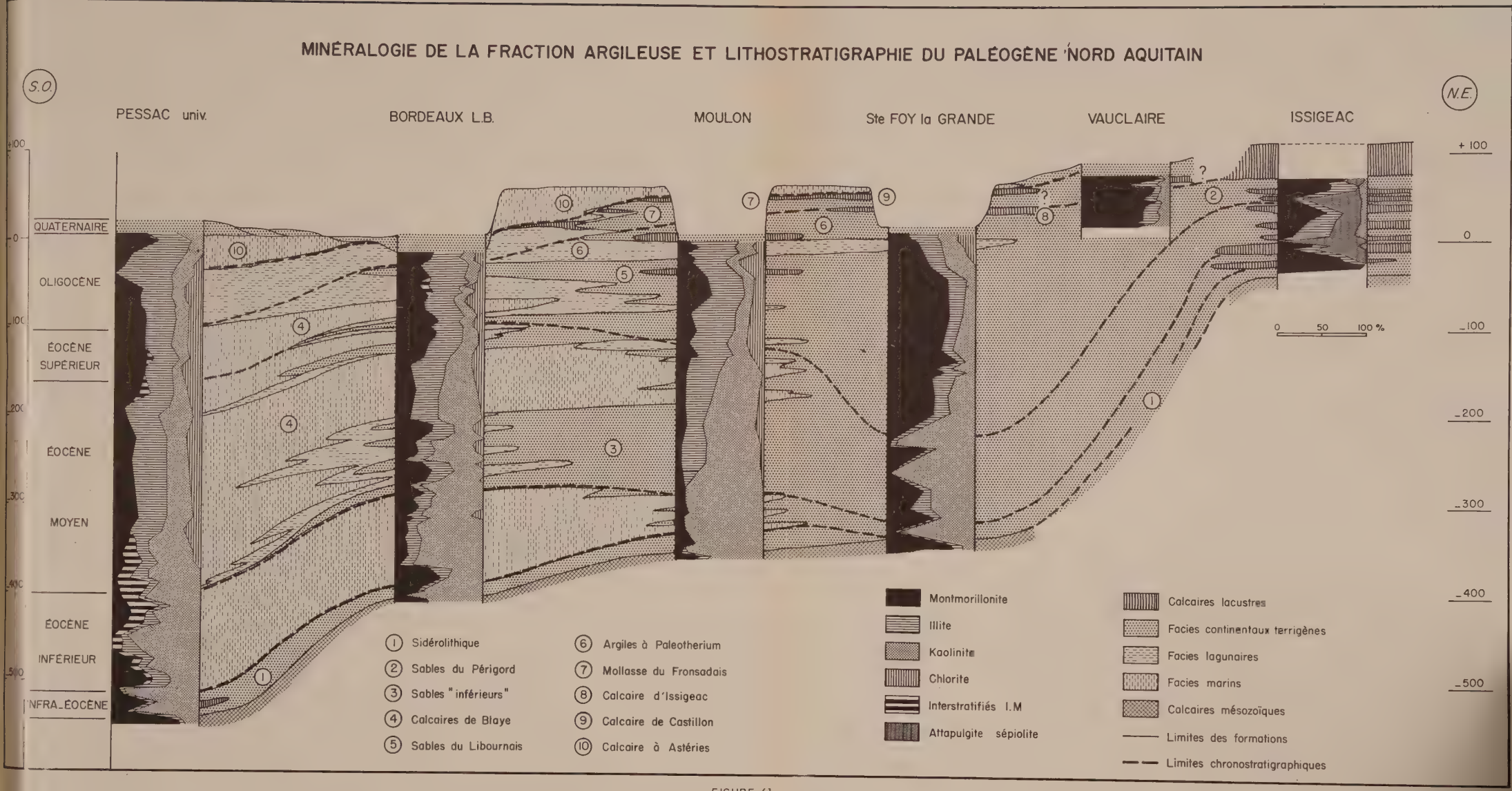


FIGURE 61 :

MINERALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE ET LITHOSTRATIGRAPHIE DU PALEOGENE NORD-AQUITAIN.

Ces changements de la composition minéralogique des éléments terrigènes permettent d'esquisser une lithozonation locale des séries azoïques (Bassens, La Benauge).

Eocène inférieur: Dans tous les faciès marins de l'Eocène inférieur, la kaolinite domine nettement. Lors de l'installation de la mer dans le centre du bassin (zones à *Nummulites exilis* et à *Alveolina oblonga*) les matériaux détritiques évolués du substratum sont repris. Les grès de base ne contiennent en effet que des minéraux très résistants.

Les apports détritiques qui parviennent dans le domaine marin sont essentiellement de nature argileuse. Ils semblent contenir de notables proportions de montmorillonite qui donnent naissance à des interstratifiés du type I - M (10 - 15 Å) dans les sédiments marins. Les illites héritées, toujours peu abondantes, sont mal conservées dans les dépôts continentaux (Sainte-Foy-la-Grande) alors qu'elles sont agradées dans les formations marines de même âge (Pessac-Université, La Benauge).

Au maximum d'étalement de la transgression sur la bordure du «Massif Central», correspond un ralentissement des apports terrigènes dans le bassin. Le continent ne semble plus libérer que des matériaux très fins et chimiquement évolués presqu'exclusivement constitués de kaolinite. Dans les faciès marins cependant s'élaborent encore des édifices interstratifiés du type I - M (Pessac-Université, 413 m) plus abondants dans les marnes dolomitiques qui marquent les étapes de la régression à la fin de l'Eocène inférieur (zone à *Nummulites burdigalensis*). La kaolinite dans la fraction argileuse, les minéraux lourds résistants (tourmaline, zircon, TiO2) dans la fraction sableuse, demeurent toujours les constituants fondamentaux des apports terrigènes qui parviennent dans le bassin, aussi bien dans le domaine marin que dans le domaine continental.

C'est alors, semble-t-il que se sont constitués les dépôts lenticulaires de kaolin dans le Sud de la Charente selon le processus décrit par KULBICKI (1956). C'est alors aussi que les apports détritiques recouvrant le Crétacé plus à l'Est (Miramont, Fumel), sont rubéfiés et appauvris en éléments alcalins. La phase migratrice issue du continent et du lessivage de ces dépôts précipite dans les lacs et lagunes de la région d'Issigeac où abondent les marnes à attapulgite et les calcaires siliceux.

Eocène moyen: Au début de l'Eocène moyen les apports terrigènes deviennent très abondants et changent de composition. La fraction argileuse est maintenant plus riche en illite et montmorillonite; la fraction sableuse est caractérisée par la soudaine abondance du grenat et du disthène. Dans les faciès marins littoraux ou lagunaires apparaissent de petites proportions de chlorite; la genèse et l'agradation de ce minéral sont manifestement liées à des influences marines dans le milieu de sédimentation. Désormais, dans toutes les coupes, on observe que les proportions de kaolinite diminuent progressivement alors que celles de montmorillonite et d'illite augmentent, au sein des matériaux hérités. On note toutefois que l'illite est relativement plus abondante dans les calcaires thalassogènes que dans les faciès détritiques continentaux.

Dans les associations de minéraux lourds, des arrivées de grenat et de disthène, mettent un terme à la prédominance des espèces résistantes. Ce changement est bien marqué dans la zone d'épandage des sables inférieurs. Il se manifeste d'une manière plus atténuée dans le domaine de sédimentation marine continue au centre du bassin.

Eocène supérieur: Tous les terrains élaborés à cette époque sont plus riches en montmorillonite. Les proportions d'illite, encore élevées, sont relativement plus fortes dans les faciès marins que dans les faciès continentaux.

Dans certains dépôts marneux de régression apparaissent des interstratifiés du type I - M., au début de la période à Pessac-Université, à la fin de la période à La Benauge. La présence de chlorite, ici encore, est manifestement liée au développement des faciès marneux lagunaires. Ce minéral toujours absent en milieu continental ne parait pas avoir fait partie de l'héritage.

Nous ne saurions préciser cependant s'il s'agit d'une agradation en milieu lagunaire ou marin à partir du stock montmorillonitique ou d'une néoformation, dans ces mêmes conditions, ou encore s'il y a eu destruction de ce minéral dans les dépôts continentaux dépourvus

de carbonates, et donc déficitaires en éléments alcalins.

Les minéraux lourds sont plus variés que dans les dépôts précédents. Les espèces fragiles sont plus nombreuses (épidotes, amphiboles, augites) et on rencontre presque partout des éléments phylliteux du type chlorite.

Oligocène: Les couches inférieures de cette unité chronologique sont très semblables à celles de l'Eocène supérieur. Aucun repère lithostratigraphique n'apparait avec netteté.

On note souvent à la base des calcaires oligocènes des couches d'argiles à illites. Le passage latéral de certaines d'entre-elles aux argiles et calcaires lacustres «de Castillon» à illites et attapulgites, est probable. Cependant on trouve déjà des intercalations locales de marnes et calcaires lacustres à illites et attapulgites au sein des séries lagunaires de l'Eocène supérieur (argiles à *Paleotherium* du Bordelais, sables et argiles du Périgord à Vauclaire) ainsi que dans les calcaires stampiens eux-mêmes. Il serait donc vain de considérer les niveaux à illite comme un repère lithostratigraphique de grande extension.

L'enrichissement des faciès calcaires de l'Oligocène supérieur en montmorillonite (Pessac-Université) est un phénomène général dans tout le Nord de l'Aquitaine. Il semble dû à l'agradation de ce minéral en milieu carbonaté, plus qu'à un changement de nature des matériaux hérités. Ceux-ci sont en effet très réduits et ne sont le plus souvent que la reprise des dépôts de l'Eocène supérieur. L'étalement progressif de la mer et le développement des faciès récifaux, sont respectivement la cause et l'illustration de ce phénomène paléogéographique.

Seules les associations de minéraux lourds, où prédominent l'andalousite, indiqueraient peut-être l'arrivée de matériaux d'origine pyrénéenne dans le bassin nord-aquitain.

En résumé, on observe que dans toutes les séries du Paléogène nord-aquitain, les changements de la nature minéralogique des constituants terrigènes sont progressifs et ne définissent généralement pas des limites lithostratigraphiques précises. Certaines arrivées de matériaux nouveaux sont nettement perçues en divers endroits, mais ne sont pas nécessairement synchrones dans tout le bassin. Néanmoins, les changements du cadre paléogéographique et des conditions de sédimentation se traduisent simultanément dans les diverses parties du bassin, par un ensemble de modifications de la nature du sédiment. Le problème des limites isochrones peut être alors abordé par la considération des aspects séquentiels de la sédimentation. L'examen de la compatibilité des diverses corrélations établies par plusieurs méthodes permet de choisir la solution la plus valable.

A l'échelle d'un bassin tout au moins, l'analyse minéralogique des constituants sableux et argileux des terrains, nous a donc apporté des arguments féconds, permettant généralement d'attribuer aux formations terrigènes une place assez précise dans l'histoire sédimentaire du Paléogène. En outre, les modifications fondamentales de l'héritage qui ont pu être définies, seront utilement comparées à celles observées dans les bassins voisins.

c) Utilisation lithostratigraphique des rythmes et séquences sédimentaires :

1°) Principe de la méthode :

D'un point de vue dynamique, on considère que l'évolution tectonique d'un bassin se reflète dans toutes les séries sédimentaires qui s'y sont déposées.

a) Les causes de l'évolution lithologique :

Parmi les nombreux facteurs qui déterminent la composition des séries sédimentaires, l'ordre et la nature des couches déposées, on doit tenir compte en premier lieu de la topographie et de l'évolution tectonique du bassin, de la nature pétrographique et du relief des continents, ainsi que des conditions climatiques d'élaboration des matériaux terrigènes.

Les causes tectoniques s'inscrivent directement dans les formations sédimentaires sous forme de rythmes, et indirectement dans certaines modifications des caractéristiques physiques (surtout granulométriques) des maté-

riaux issus du continent.

Les autres facteurs s'inscrivent par contre dans la nature minéralogique des éléments pondérables hérités, ou dans la composition chimique des couches constituées à partir de matériaux impondérables, bien que dans la genèse de ces derniers interviennent aussi, pour une large part, les conditions de sédimentation et de lithification.

Ainsi, dans les comparaisons des séquences que l'on peut être amené à faire dans un souci de corrélation entre des séries intéressant divers domaines d'un même bassin, doit-on s'attacher presque autant aux analogies de rythmes qu'aux similitudes de composition des termes lithologiques.

b) Séries virtuelles et séquences :

Les séries virtuelles représentent l'ordre de succession théorique des lithotopes dans une série sédimentaire disposée suivant un processus continu au cours d'un cycle sédimentaire. Toute suite naturelle de termes lithologiques se succèdant sans autre interruption que les joints de stratification constitue une séquence.

b 1) La série virtuelle générale :

Elle correspond à l'évolution idéale des faciès en milieu marin «à partir des dépôts de transgression, jusqu'aux phases marines pélagiques et aux phases ultimes de concentration des eaux en sels solubles» (LOMBARD, 1956). Elle est illustrée par une séquence majeure qui se trouve réalisée dans certaines «séries épicontinentales massives en bordure des grands boucliers». Ce type de séquence consiste en une suite de lithofaciès allant des clastiques grossiers aux clastiques plus fins, puis aux colloïdes mêlés aux calcaires, aux calcaires de plus en plus purs, aux dolomies et enfin aux évaporites. La plupart des séquences lithologiques observées dans les séries naturelles ne sont que des parties de la série virtuelle générale.

b 2) La série virtuelle locale :

C'est une série virtuelle théorique formée des principaux lithotopes observés dans les coupes d'une région. L'ordre de succession des termes lithologiques est le même que dans la série virtuelle générale, avec cependant des nuances variées tenant compte des particularités locales des conditions de sédimentation. On pourra y introduire de nombreux termes intermédiaires entre les lithotopes extrêmes constituant les limites de l'évolution sédimentaire, lorsque celle-ci ne représente qu'une partie de la série virtuelle générale.

Dans les séries détritiques par exemple, on définira des séquences granulométriques. Dans les séries épicontinentales calcaires, on observera les proportions d'intra-clastiques, de colloïdes, l'abondance et la nature du ciment et tous les caractères qui traduisent les conditions dynamiques de la genèse de ces roches (CAROZZI, 1950). Dans les séries régressives, des séquences d'évaporites ont été définies (RICHTER-BERNBURG, 1950), ainsi que des séquences à charbon ou cyclothèmes (WELLER, 1930).

Lors de l'analyse détaillée des séquences et des rythmes sédimentaires au sein de séries monotones, on pourra même utiliser des critères stratonomiques plus simples, tels et l'épaisseur relative des bancs.

b 3) La courbe lithologique :

Ce mode de matérialisation graphique des séquences, permet d'exprimer la rythmicité des dépôts ainsi que l'évolution positive ou négative de la sédimentation. La plupart des séries étudiées ici intéressant des formations terrigènes, les séries virtuelles utilisées auront essentiellement pour base des critères granulométriques; on observe donc, de fréquentes analogies entre les graphiques de l'analyse lithologique et les courbes lithologiques. Ces dernières permettent cependant de traduire bien des nuances de l'évolution sédimentaire que la composition lithologique globale ne précise pas.

b 4) Divers types de séquences :

En fonction de la précision et de l'ampleur de l'analyse entreprise, on pourra éventuellement établir plusieurs types de séries virtuelles et mettre en évidence des séquences de divers ordres de grandeur pouvant se superposer et se compléter.

Dans les coupes de forage, il n'est pas possible, en l'absence de carottes, d'ob-

server les séquences fines (ou microscopiques) intéressant des couches dont l'épaisseur varie du millimètre à quelques centimètres. Les coupes analysées ont été le plus souvent en effet préalablement reconstituées à partir des déblais recueillis en cours de forage, et éventuellement à l'aide des enregistrements de diagraphie électrique. Dans ces conditions, l'observation des lits élémentaires et des joints de stratification est impossible, et seules les couches d'épaisseur supérieure à un mètre ont pu être définies. Les ensembles de telles couches individualisent des «séquences majeures» et des «séquences moyennes (LOMBARD, 1956) qui, dans le domaine marin tout au moins, illustrent des cycles sédimentaires.

c) Les rythmes de sédimentation :

En principe, les épaisseurs de couches n'entrent pas en ligne de compte dans l'analyse séquentielle. Il n'y a en effet aucune relation directe entre l'épaisseur des couches et la durée de leur mise en place. Mais, pour définir les rythmes de sédimentation, il faut avoir présent à l'esprit l'échelle relative des variations lithologiques étudiées. La considération simultanée de la puissance relative et de la diversité des lithofaciès conduit à la notion (subjective il est vrai) de rythmes de sédimentation.

2°) Application :

Dans le Nord de l'Aquitaine, les séries paléogènes offrent une grande variété de séquences. En raison de la diversité des faciès rencontrés, des chercheurs ont utilisé des séries virtuelles locales lors d'études régionales particulières de ces terrains ((KLINGEBIEL 1961; LAPIERRE, 1962; LALANNE de HAUT, 1962; PONS, 1964; DUMON, 1964). Un tel système permet en effet une analyse très nuancée de l'évolution sédimentaire, mais les études comparatives de séquences sont alors très délicates.

a) La série virtuelle fondamentale :

De manière à faciliter les comparaisons de séquences dans le cadre de cette étude lithostratigraphique de l'ensemble des terrains paléogènes, nous avons préféré adopter un processus d'analyse séquentielle commun à toutes les coupes de forage. Nous avons donc employé une série virtuelle fondamentale de 10 termes, éventuellement subdivisés en termes secondaires selon l'éventail des faciès représentés dans chaque coupe.

L'ordre de succession est en principe celui qui représente les principales étapes d'un cycle de sédimentation.

- a) Altération et érosion d'une surface émergée : colonne 1.
- b) Etapes de la sédimentation détritique en milieu continental : colonne 2 à 4.
- c) Succession des faciès dans le cadre d'une ingression marine : colonnes 5 à 8.
- d) Phases de régression avec arrêt de la sédimentation détritique et constitution de dépôts chimiques en milieu lagunaire ou lacustre : colonnes 9 et 10.

La série virtuelle fondamentale que nous avons adoptée est donc la suivante :

1 - Sables et argiles d'altération subaérienne. Paléosols.

2 - Conglomérats et dépôts détritiques grossiers. On distinguera éventuellement (Sainte-Foy-la-Grande) :

  2 a - Conglomérats. Sables à graviers.
  2 b - Sables grossiers.

3 - Sables argileux et argiles à graviers. On distinguera éventuellement (Sainte-Foy-la-Grande, Targon) :

  3 a - Sables argileux.
  3 b - Argiles avec intercalations de graviers.

4 - Limons, argiles et argiles calcaires. On distinguera éventuellement (Auriac, Miramont, Etauliers, Sainte-Foy-la-Grande) :

  4 a - Argiles et limons sableux.
  4 b - Argiles ou limons calcaires.

5 - Marnes sableuses, argiles marneuses, ou grès grossiers à ciment calcaire. On distinguera éventuellement (Moulon, Bassens, Etauliers, Sauveterre, Monségur) :

  5 a - Argiles marneuses ou sables calcaires.
  5 b - Marnes légèrement sableuses.

6 - Marnes ou calcaires gréseux. On distinguera éventuellement (Sauveterre) :

  6 a - Calcaires à éléments sableux détritiques.
  6 b - Calcaires marneux à éléments sableux détritiques.

7 - Calcaires marneux ou calcaires zoogènes à faune remaniée.

8 - Marnes. Calcaires zoogènes à faune néritique et pélagique. On distinguera éventuellement (Crétacé d'Issigeac) :

8 a - Calcaire graveleux à débris de faune remaniée.
8 b - Calcaire grumeleux.

9 - Marnes et grès dolomitiques.

10 - Evaporites et calcaires chimiques (lagunaires ou lacustres).

Après construction de la courbe lithologique sur ces bases, il est alors possible d'examiner l'évolution de la sédimentation, dans un ensemble de coupes. On peut comparer en particulier la position de la courbe lithologique dans la suite des 10 termes lithologiques fondamentaux, le sens de l'évolution sédimentaire, positive ou négative, ainsi que la variabilité des faciès à une époque déterminée.

b) La variabilité des faciès :

Cette notion est difficile à définir d'une manière précise, ainsi que celle de «rythme sédimentaire» qui lui est associée. Elle est illustrée non seulement par le nombre des termes lithologiques successifs qui se sont déposés durant une même période, mais encore par la variété de ces termes et leur ordre de succession.

b 1) Variété des séquences :

Dans le cadre des séquences lithologiques que nous venons d'examiner, on pourra considérer qu'une série est d'autant plus variée que les termes qui la constituent ont des faciès plus différents, c'est-à-dire qu'ils occupent des positions plus éloignées dans l'échelle d'ordre de la série virtuelle. On admettra que le quotient de la variété totale (c'est-à-dire le total des écarts d'ordre entre les termes) par le nombre des termes distingués dans une séquence en définit la variété moyenne.

Par exemple, dans une succession de deux termes d'ordre voisin, sable (ordre 2), puis argile (ordre 3), la variété définie par l'écart d'ordre est égale à 1; la variété moyenne sera égale à $1/2 = 0,5$.

Dans une succession de trois termes d'ordre voisin la variété totale est égale à 2 et la variété moyenne est égale à $3/2 = 0,66$.

Dans une succession de termes où les écarts d'ordre sont supérieurs à 1, la variété moyenne sera plus élevée. Soit une séquence composée des 13 termes suivants caractérisés selon la série virtuelle fondamentale adoptée plus haut :

1 3 4 2 5 3 5 6 7 9 8 9 10 (n° des termes)

2+1+2+3+2+2+2+1+1+1+1+1 = 19 (écarts d'ordre)

soit une variété totale de 19 et une variété moyenne de $19/13 = 1,46$.

Cette méthode d'appréciation de la variété des faciès implique une analyse séquentielle préalable des séries et par conséquent une définition précise des termes lithologiques élémentaires. Ces deux conditions constituent les difficultés essentielles de la mise en oeuvre de ce procédé de calcul. En effet, la distinction des termes lithologiques peut soit se fonder sur des nuances dans le cadre de séries uniformes, soit négliger des variations lithologiques importantes comme des interbancs ou des hétérogénéités majeures au sein des bancs eux-mêmes, dans le cas de séries très variées. Elle dépend étroitement du classement des termes dans les séries virtuelles locales, ce qui interdit pratiquement toute utilisation de cette méthode à une échelle statistique.

C'est à ces mêmes difficultés que se heurtent également, la méthode de traitement statistique des séries sédimentaires proposée par ALLEGRE (1964) définissant les notions d'entropie des séries et de variabilité des faciès, et le procédé de construction de cartes de variabilité verticale utilisée par KRUMBEIN et SLOSS (1958 a).

Nous avons cherché à éviter cet écueil particulièrement redoutable dans le cas de notre étude basée sur des coupes de forages non carottées. En l'absence de carottage électrique, la reconstitution des bancs et autres unités lithologiques fondamentales est en effet très conjecturale.

b 2) Détermination graphique de la variabilité lithologique :

Les données précises dont nous disposons sont les résultats de l'analyse lithologique globale des déblais de forage. Dans la mesure où ces derniers ont été prélevés régulièrement et fréquemment, les changements

de leur composition traduisent plus ou moins directement la variété lithologique des couches traversées.

Sur un diagramme triangulaire (Fig. 62), la composition de chaque échantillon se matérialise par un point. La distance entre deux points est la représentation mesurable de la différence de composition entre les deux échantillons correspondants. La somme des distances entre des points successifs exprime alors la variété lithologique totale et le quotient de cette somme par le nombre d'intervalles exprime la variabilité lithologique moyenne de la série considérée.

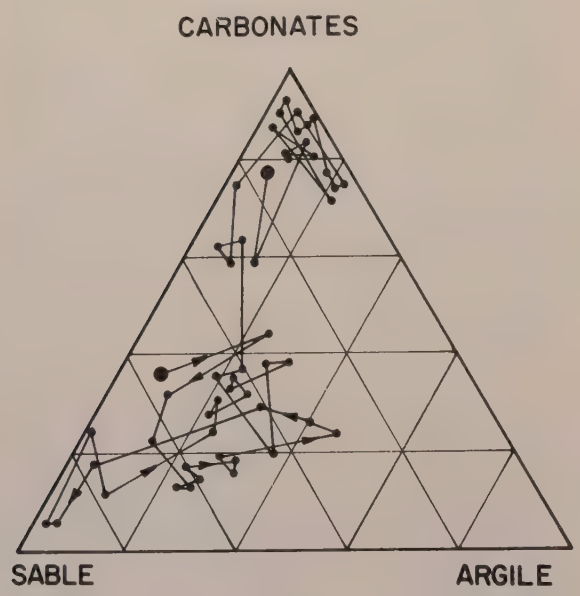


FIGURE 62 :
DETERMINATION GRAPHIQUE DE LA VARIABILITE LITHOLOGIQUE DES FACIES.

Utilisant un diagramme triangulaire de 60 mm de côté, nous avons évalué la variabilité lithologique de séries déterminées se prêtant à cette analyse statistique. Pour chaque coupe et pour chaque période nous avons obtenu ainsi un indice de la variabilité verticale des faciès qui nous permettra d'animer les cartes de lithofaciès que nous présenterons plus loin.

c) Examen comparatif des séquences homologues :

L'âge relatif des principaux ensembles sédimentaires étant approximativement définis par leurs caractéristiques micropaléontologiques et minéralogiques on peut entreprendre l'étude des séquences homologues.

Nous examinerons, alors dans quelle mesure la comparaison des séquences lithologiques est susceptible d'apporter des arguments originaux complémentaires à l'interprétation lithostratigraphique et paléogéographique des séries.

c 1) Analyse séquentielle et lithostratigraphique :

Quelques exemples nous permettent de montrer le parallélisme existant dans certains cas entre les biozones, les formations et les séquences lithologiques. En outre, nous montrerons l'intérêt de l'analyse séquentielle pour mieux conduire à l'interprétation lithostratigraphique de séries lithologiquement diverses. (Carte 20)

- Bordelais : On distingue au sein des terrains éocènes, trois grandes séquences majeures (Fig. 63). Les trois cycles sédimentaires correspondants sont sensiblement et respectivement d'âge éocène inférieur, éocène moyen et éocène supérieur. Chacun d'eux se compose d'un certain nombre de séquences secondaires (moyennes) qui par la nature et l'amplitude des variations de faciès qu'elles relatent, illustrent les particularités paléogéographiques de la sédimentation à chaque période. En général, chacune de ces séquences correspond à l'une des formations marines classiques dans la stratigraphie du Paléogène nord-aquitain, dont l'âge est assez bien défini par une association faunique particulière (VEILLON, 1962). Lorsque l'homologie des séquences n'est pas établie par des documents paléontologiques, nous avons utilisé les corrélations lithologiques déjà préconisées. Il est intéressant de chercher en effet, s'il y a compatibilité entre celles-ci et les données de l'analyse séquentielle.

- Médoc : (Lesparre, St-Vivien) : les apports terrigènes sont ici peu abondants tout au long de l'Eocène. Aussi dans ce domaine néritique, les séquences lithologiques sont-elles constituées par un petit nombre de termes, lithologiquement assez voisins. Nous citerons à Lesparre sur les «sables inférieurs», les calcaires du «Lutétien», puis les «calcaires de Blaye», enfin le «calcaire de St-Yzan». Dans les phases de régression, on n'observe pas d'évolution néga-

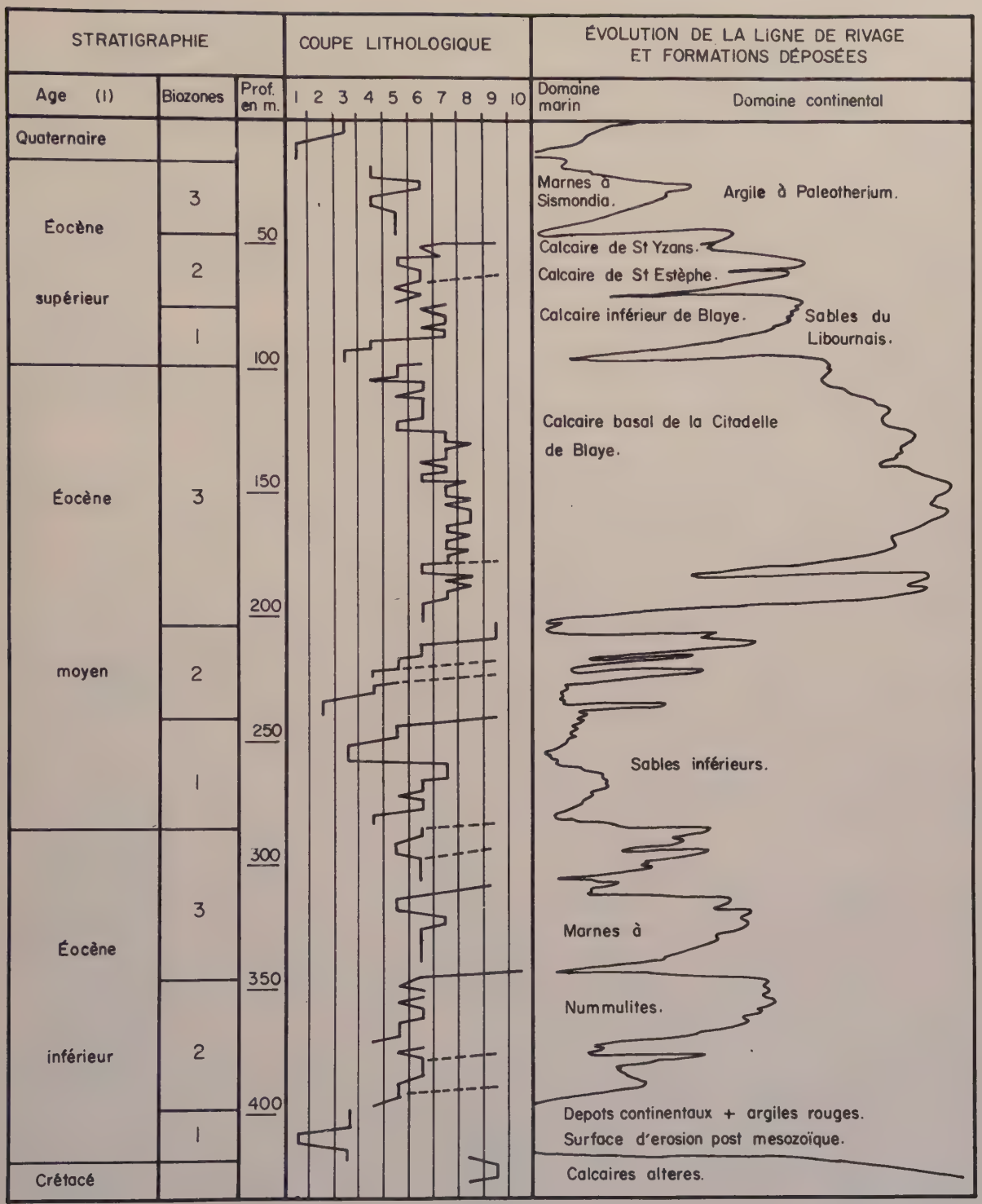


FIGURE 63:

STRATIGRAPHIE ET SEQUENCES LITHOLOGIQUES DANS LE SOUS-SOL DU BORDELAIS.

(Coupe du forage de Bordeaux - La Benauge).

tive de la lithologie; au contraire, les faciès évoluent le plus souvent vers les phases de sédimentation passive (dolomie, évaporite) ce qui conduit à une superposition de séquences positives dont les limites correspondent bien à celles de formations et d'unités biostratigraphiques.

- Dépression de la basse-Dordogne: dans ce domaine susident, à sédimentation détritique prédominante (Moulon, Targon, Sauveterre, Ste-Foy-la-Grande) on note une forte réduction de la puissance relative des faciès calcaires thalassogènes. La courbe lithologique est dans son ensemble décalée vers la gauche (faciès terrigènes), mais elle retrouve néanmoins les principaux rythmes de succession des séquences sédimentaires.

En raison de l'alternance répétée des faciès détritiques, il devient difficile de situer exactement les limites lithostratigraphiques que constituent les points d'inversion de l'évolution sédimentaire. Toutefois, la considération des séquences majeures permet d'orienter le choix de ces limites dont la position doit être compatible avec la dynamique de la sédimentation.

- Zone haute de Miramont-de-Guyenne: la sédimentation n'est là qu'un phénomène épisodique, lié aux variations d'altitude relative de cette zone et du niveau de base que définit la mer dans les bassins environnants. Les dépôts sableux fluviatiles, alternent ici avec les calcaires lacustres et des horizons d'altération pédologique.

Dans le cadre de l'histoire sédimentaire des dépressions contigües, on conçoit donc que les arrêts de sédimentation et les phases d'altération subaérienne doivent correspondre aux abaissements du niveau de base (régression). Au contraire, c'est avec l'arrivée des transgressions en bordure de cette zone, que se déposent les faciès associés à la ligne de rivage. Ce sont d'abord les sédiments terrigènes, fluviatiles ou marins littoraux, puis des grès et des calcaires détritiques (Auriac). Aux amorces de régression correspondent soit des faciès détritiques, soit des marnes à évaporites, soit des calcaires lacustres, et, enfin, mais plus rarement, des horizons d'altération subaérienne.

Au sommet de la structure, les faciès détritiques sont extrêmement réduits (Miramont) et peuvent même faire totalement défaut (Issigeac). Seuls sont représentés des faciès lacustres (marnes et calcaires à évaporites) illustrant les phases de «pleine mer» des transgressions éocènes qui déterminaient alors, sur cette zone continentale maintenue à l'écart des courants d'apports terrigènes, l'installation d'un régime sédimentaire de «plaine de niveau de base». Les durées de mise en place de ces dépôts colloïdaux et chimiques sont très variables et les corrélations chronologiques avec les faciès marins ne peuvent être effectuées que d'une manière statistique.

Aussi, l'interprétation séquentielle des séries permet de préciser les rapports réciproques des formations, ainsi que leur signification chronostratigraphique, dans un cadre paléogéographique en constante évolution.

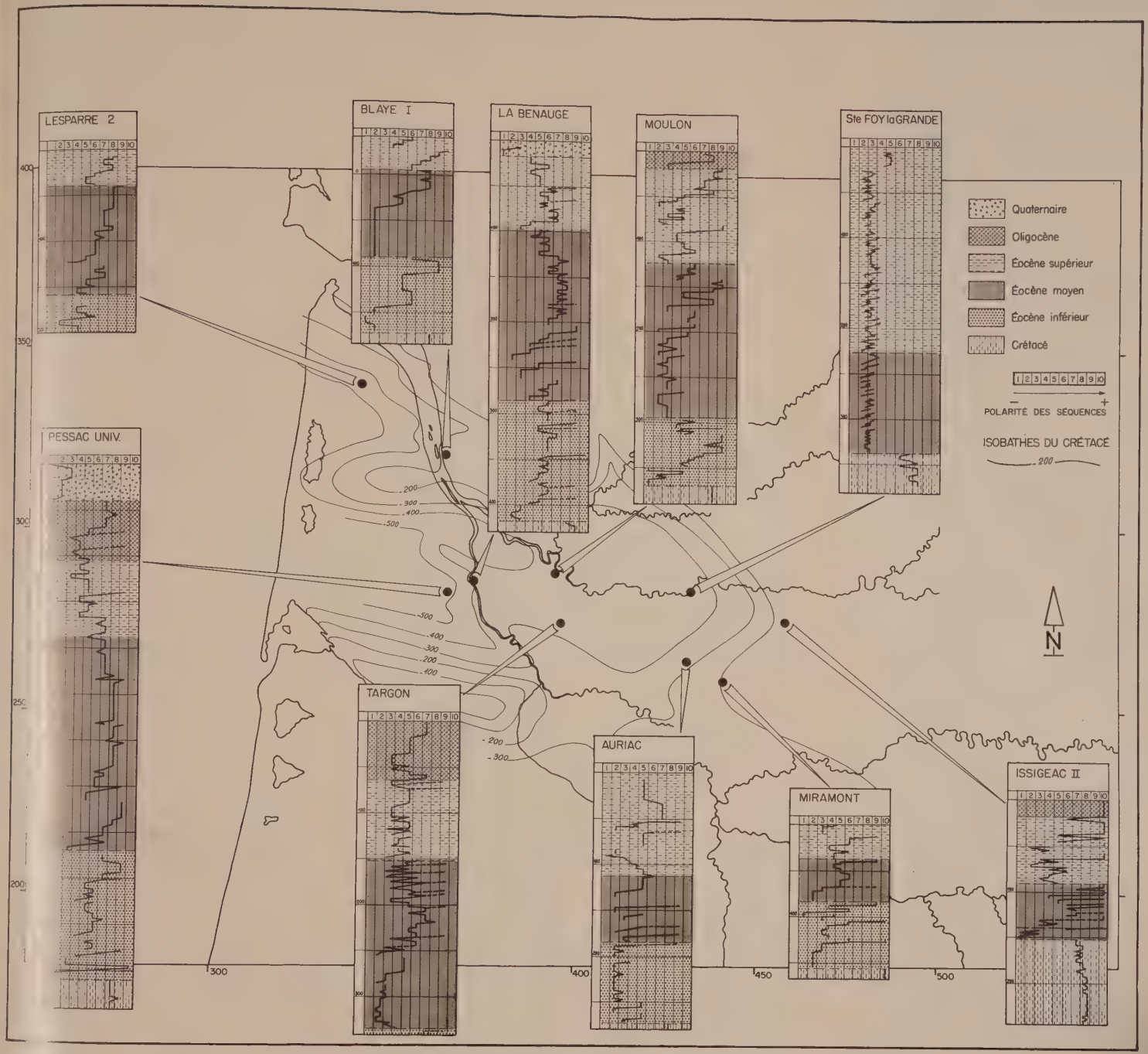
Du domaine marin aux divers domaines continentaux on peut ainsi déceler les accroissements et les réductions d'épaisseur ou même les «biseautages» des lithozones.

c 2) Analyse séquentielle et paléogéographique :

Indépendamment de la nature exacte des sédiments déposés, la variabilité des faciès illustre l'instabilité des conditions de sédimentation, liée en particulier aux déplacements de la ligne de rivage.

Pour une période déterminée, la valeur de cet indice exprime en quelque sorte l'aspect dynamique de l'évolution sédimentaire, notion qui est complètement passée sous silence dans les cartes paléogéographiques. Celles-ci ne sont jamais en effet que la somme d'un certain nombre d'états temporaires. Dans la construction de ces images figées d'un paysage changeant, on éprouve toujours quelques difficultés pour tracer la ligne de rivage à une époque donnée.

En résumé, l'analyse séquentielle apporte des arguments complémentaires à l'interprétation lithostratigraphique des séries sédimentaires. En particulier, la considération du sens d'évolution de la sédimentation conduit à choisir des limites chronostratigraphiques dont la signification est compatible avec celle des limites lithostratigraphiques, et à choisir des unités stratonomiques bien caractérisées dans le cadre des séquences sédimentaires, et de l'évolution tectonique et paléogéographique du bassin.



CARTE 20 : SEQUENCES LITHOLOGIQUES ET VARIETE DES FACIES (Explications dans le texte).

CHAPITRE II

INTERPRETATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES DU PALEOGENE NORD-AQUITAIN :

1) DEFINITION ET PRINCIPES :

Toute reconstruction paléogéographique est par définition une description des continents et des mers, des climats, de la vie animale et végétale, des régimes d'érosion et de sédimentation à une époque bien déterminée.

En principe de telles synthèses se rapportent à un moment donné de l'histoire géologique, mais il est clair que nos moyens de datation ne sont pas encore assez précis et universels pour que l'on puisse définir à l'échelle du Globe et même souvent à l'échelle d'une région, des surfaces isochrones.

Les interprétations paléogéographiques concernent donc en pratique des intervalles de temps, toujours assez vastes, d'autant plus vastes d'ailleurs que l'aire étudiée présente une plus large diversité géographique, car les corrélations chronologiques entre les différents domaines de sédimentation envisagés sont, de ce fait, souvent moins précises.

Dans les cartes paléogéographiques, il manque alors toujours une troisième dimension, celle du temps, et ces documents ne sont en fait que la somme hétérogène d'une série d'états élémentaires successifs.

2) LES FIGURATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES :

Elles peuvent être établies à partir d'une ou plusieurs catégories de critères: biologiques, lithologiques, tectoniques ou climatiques. Elles fournissent parfois des informations immédiatement utilisables à des fins pratiques (recherches de pétrole, de minerais, de zones aquifères) et ont été souvent construites dans ce but (LEVORSEN, 1933).

En dépit de leur spécialisation et des généralisations qu'elles impliquent, de telles cartes constituent des étapes utiles dans l'étude stratigraphique et tectonique d'une région ou d'une période. Certaines sont basées sur les résultats d'études paléontologiques, et intéressent donc plus spécialement les domaines de sédimentation marine ou lacustre. D'autres combinent toute une série de données disparates, lithologiques, bio-écologiques, structurales. Dans leur élaboration, entre alors, pour une large part, l'intuition personnelle de l'interprétateur. Pour éviter cet écueil il apparait nécessaire de parvenir à une expression chiffrée de certains caractères. La composition lithologique des terrains se prête particulièrement bien à une telle étude quantitative.

3) LES CARTES DE LITHOFACIES :

a) Principes de construction :

Les promoteurs de cette technique cartographique (READ et WOOD, 1947; KRUMBEIN, 1948, 1956, 1959 et 1962) ont utilisé le rapport des composants clastiques, aux non clastiques (rapport des clastiques) et le rapport sable/argile. Pour calculer ces rapports, ces auteurs mesurent les épaisseurs respectives des couches, sables, argiles, calcaires et

évaporites, dans une section de coupe déterminée. Ensuite, ils convertissent en pourcentage les épaisseurs totales de chaque type de couche et établissent ainsi les deux rapports définis ci-dessus. Les valeurs de ces rapports en chaque point étudié sont portées sur une carte et deux sortes de lignes d'isovaleurs sont tracées. Les surfaces délimitées par l'intersection de certaines de ces lignes correspondent à un type lithologique particulier qui sera représenté par un figuré spécial.

b) Réalisation pratique

1°) Calcul des rapports: dans les exemples que nous avons étudiés, les teneurs en sable, argile et carbonate d'une unité stratigraphique ont été calculées à partir de l'analyse lithologique de chaque niveau distingué dans les coupes de forages. Pour chaque échantillon nous disposons donc des teneurs respectives en sable, argile et carbonate. En additionnant les teneurs partielles de tous les niveaux d'une même unité stratigraphique, on obtient ainsi des valeurs globales pour chaque coupe. L'épaisseur des niveaux n'est plus la seule base du calcul des rapports. Nous en avons cependant tenu compte lorsque l'échantillonnage était irrégulier, afin que l'importance réelle de chaque niveau soit respectée dans le calcul des teneurs globales.

2°) Choix des valeurs limites des rapports: les relations entre les trois composants lithologiques fondamentaux peuvent être illustrées à l'aide d'un diagramme triangulaire que, à l'exemple de SLOSS, DAPPLES et KRUMBEIN (1960), nous appellerons le «triangle lithologique standard». Ces auteurs estiment que dans la plupart des cas la définition de neuf lithofaciès fondamentaux est suffisante pour exprimer la répartition des faciès dans un bassin. Ils adoptent pour cela les valeurs 8,1 et 1/8 pour le rapport sable/argile et les valeurs 1/4, 1 et 8 pour le rapport des clastiques. Nous avons choisi cependant un plus grand nombre de valeurs de manière à parvenir à une figuration plus nuancée des faciès et de la distribution des éléments terrigènes dans le bassin. On peut d'ailleurs, selon les cas, adopter des jeux de valeurs différents en fonction de la nature lithologique des formations ou des unités stratigraphiques analysées par ce procédé.

3°) Etablissement des cartes: on exécute d'abord séparément le tracé des lignes d'égale valeur des deux rapports en considérant que ces paramètres varient comme des fonctions continues. La superposition de ces deux tracés et les intersections des courbes permettent alors de limiter l'extension des lithofaciès arbitrairement distingués à l'aide du triangle lithologique. On notera l'intérêt qu'il peut y avoir à ajouter sur ces cartes, le tracé des isopaques des dépôts correspondant à l'unité stratigraphique étudiée. On tirera également des conclusions intéressantes de la confrontation de ces données avec les cartes d'isobathes du toit et du mur de cette unité ainsi qu'avec les cartes de variabilité des faciès.

Tous ces éléments permettent en effet d'animer un document figé par définition. La signification des faits paléogéographiques, replacés dans un contexte historique peut être alors plus exactement appréciée, et leur interprétation n'en est que plus fructueuse.

De plus, l'état de la Terre à un moment donné étant étroitement conditionné par les états antérieurs, il y aura lieu de tenir le plus grand compte de ces derniers. Inversement, l'importance de certains phénomènes géologiques à une époque déterminée sera dans certains cas estimée à partir des conséquences de ces phénomènes au cours des périodes suivantes.

c) Interprétation d'une carte des lithofaciès de l'Eocène moyen :

Dans le cadre de l'histoire d'un bassin, certaines périodes sont plus riches que d'autres en évènements et les sédiments qui les illustrent sont plus révèlateurs. L'intérêt paléogéographique des différentes unités stratigraphiques est donc inégal et nous concentrerons notre attention sur certains exemples.

Une carte de lithofaciès n'offre en effet quelque intérêt que dans la mesure où l'unité stratigraphique étudiée est représentée par une assez large variété de dépôts. Sa construction n'est possible que si l'on dispose d'une information suffisante. Dans le Nord de l'Aquitaine, c'est l'Eocène moyen qui répond le mieux à ces conditions.

1°) Définition lithostratigraphique de l'Eocène moyen: elle est conditionnée par la recherche de niveaux repères d'extension assez vaste et intéressant aussi bien le domaine marin que le domaine continental.

Limite inférieure: Nous avons vu que dans le «Synclinal girondin» l'Eocène inférieur était illustré par des marnes sableuses et glauconieuses à Nummulites, disposées en couches régulières de composition assez constante. Avec l'arrivée de matériaux terrigènes nouveaux et la mise en place de sables grossiers azoïques, les sédiments et la stratification se diversifient, et même dans le domaine marin, toute zonation chronologie devient très délicate.

Nous avons donc adopté pour limite inférieure de l'Eocène moyen, dans le domaine marin, le toit de la zone à *Nummulites burdigalensis* où des niveaux dolomitiques illustrent un vaste mouvement de régression. Dans le domaine continental, nous avons considéré la nature des matériaux terrigènes hérités et plus particulièrement les modifications du cortège de minéraux lourds, les dépôts de l'Eocène moyen étant caractérisés par l'apparition de fortes quantités de minéraux à moyenne résistance (grenat et disthène).

Dès le début de l'Eocène moyen tel que nous venons de le définir, le fond du bassin s'est en effet déformé. La topographie du toit de l'Eocène inférieur à cette époque peut être évoquée à partir de la disposition actuelle de cet horizon (carte 22) qui présente en général un relief plus accusé maintenant à la suite des rejeux qui se sont produits jusqu'à l'époque actuelle.

Limite supérieure: Elle est généralement bien marquée dans le domaine marin par le développement d'une séquence lithologique illustrant une dernière étape de transgression au toit des calcaires «lutétiens» et qui correspond sensiblement au sommet de la biozone d'Ostracodes IIc de DUCASSE (1962) et à la limite supérieure de la zone à *Orbitolites complanatus* définie par VEILLON (1962). Dans les domaines littoral et continental, on voit apparaitre assez brusquement de nouveaux apports sableux et argileux (Sables du Libournais). La fraction sableuse est en effet plus riche en grenat et surtout la fraction argileuse est plus riche en montmorillonite. La détermination de cette limite a été effectuée à l'échelle régionale par comparaison des séquences lithologiques, minéralogiques et faunistiques. L'état d'oblitération par comblement des dépressions auquel était parvenu le Bassin Nord-Aquitain à la fin de cette dernière transgression favorise le développement de niveaux repères tels que ceux que nous avons décrits en Bordelais à la fin de l'Eocène inférieur.

2°) Lithofaciès et sédimentation à l'Eocène moyen: Nous avons vu que cette période était matérialisée dans le Nord de l'Aquitaine par deux types de dépôts successifs: les «sables» puis les calcaires d'âge lutétien. Cette succession illustre un vaste mouvement de transgression marine qui succède à une période peut-être assez brève de déformation du fond et de colmatage du nouveau relief par des sédiments terrigènes.

On peut admettre que ce relief préfigurait celui que dénote la surface actuelle du toit de l'Eocène inférieur, (carte 22) dont les déformations ont été accentuées au cours de l'Eocène moyen et de l'Oligocène.

L'installation de la mer s'est réalisée par étapes (VEILLON et VIGNEAUX, 1961 a) et selon des modalités différentes dans les diverses régions du bassin. Aussi, en bien des points des passages latéraux se produisent-ils entre les dépôts terrigènes qui viennent combler les dépressions de la bordure Nord-Est et du centre, et les calcaires thalassogènes qui se constituent dans les parties Ouest et Sud-Ouest du bassin. Il est donc bien difficile de fixer entre ces deux formations une limite isochrone qui soit de quelque valeur dans l'ensemble du bassin. Il convient cependant d'estimer dans la mesure du possible la part respective de chacun de ces deux types de dépôts afin de mieux saisir l'évolution paléogéographique de cette partie de l'Aquitaine durant cette période.

Notons tout d'abord que la variabilité des faciès est plus élevée dans une zone s'étendant du Nord-Ouest au Sud-Est sur une vingtaine de kilomètres de large de part et d'autre du cours actuel de la Garonne et de la Gironde, entre La Réole et St-Yzan de Médoc. Au Sud-Ouest ne se rencontrent plus que des faciès calcaires alors qu'au Nord-Est ne se sont déposées que des formations détritiques. Entre ces deux domaines les modalités de l'affrontement des influences marines ou continentales sont plus étroitement liées à l'évolution des structures tectoniques qui peut être ainsi analysée en détail.

MEDOC :

Les forages ont souvent atteint les

«Sables inférieurs» dont la puissance est relativement importante, même à l'emplacement des dômes de Couquèques-St-Yzan au Nord, et de Listrac- Blaye au Sud, où elle atteint une quarantaine de mètres. Cependant, la prédominance des faciès sableux grossiers que la carte des lithofaciès fait apparaitre en ces endroits, est due, soit à la non sédimentation, soit à l'érosion d'une partie des niveaux calcaires dont l'épaisseur est réduite à moins d'une vingtaine de mètres (Blaye, Listrac, St-Yzan, St-Christoly).

La surrection de ces structures anticlinales s'est donc produite après la mise en place des sables, c'est-à-dire au cours du Lutétien. Le caractère littoral de la sédimentation calcaire en ces deux points montre que la transgression a difficilement submergé ces reliefs en cours d'élaboration.

Dans les zones synclinales subsidentes au contraire (Pauillac et Etauliers) se sont accumulés de plus grandes épaisseurs de sédiments. Il faut noter cependant que pour la coupe de Pauillac, nous avons utilisé l'interprétation de FABRE (1939, p. 38) qui considère comme «sables inférieurs» la totalité des dépôts sableux compris entre les calcaires de l'Eocène moyen (qu'il appelle «Calcaire de Blaye») et les argiles qui recouvrent directement les calcaires crayeux du Crétacé supérieur, ce qui nous a conduit à admettre une puissance totale de 212 m pour l'ensemble des dépôts de l'Eocène moyen. N'ayant pu analyser les échantillons de ce forage, il nous est difficile de proposer une autre interprétation, mais il nous parait probable que toute la partie inférieure de ces «Sables inférieurs» appartient en réalité à l'Eocène inférieur qui est connu à St-Yzan, Etauliers et Blaye. Il est vraisemblable que comme à Blaye cette période est matérialisée à Pauillac par un peu moins d'une centaine de mètres de sédiments. Ainsi, la puissance des terrains représentant l'Eocène moyen serait de 100 à 120 m à Pauillac, soit sensiblement du même ordre de grandeur qu'à Etauliers. Il en est probablement de même pour la coupe du forage de Cussac (Château Beaumont). Ainsi le fond du «synclinal de Pauillac» serait moins déprimé que le tracé des isopaques de l'Eocène moyen (carte 21) ne le fait apparaitre.

D'Ouest en Est, suivant l'axe de cette dépression, les faciès détritiques continentaux relaient les faciès gréseux et calcaires marins qui n'apparaissent plus que sporadiquement et de plus en plus tardivement vers le fond du golfe.

LIBOURNAIS et BORDURE NORD-EST :

Une vaste dépression s'individualise dans cette région. Son enfoncement progressif à partir de l'Eocène moyen détermine une sédimentation détritique permanente. Les sables grossiers prédominent au centre de la dépression alors que les dépôts plus argileux se déposent à la périphérie et en particulier vers le Sud-Est en bordure de la zone haute de Miramont.

Le drainage s'effectue vers l'Ouest par deux dépressions secondaires qui s'individualisent alors en Bordelais et correspondent aux déformations du substratum mésozoique, la dépression de la basse Dordogne au Nord, celle de la basse Garonne au Sud.

Le comblement de ces dépressions par les dépôts fluviatiles est assez directement conditionné par les variations du niveau de base, c'est-à-dire par les mouvements de transgression et de régression de la mer Eocène. Il est cependant difficile de retrouver dans les séries détritiques les principales phases de sédimentation, reconnues dans le domaine temporairement marin. Cette démarche peut être entreprise dans la zone envahie par la mer (Moulon); elle est vouée à l'échec dans toute la partie Nord-Est, où le mouvement de bascule subi par la bordure du Massif Central a, en effet, provoqué de nombreuses érosions et reprises de sédiments. La réduction d'épaisseur des formations de l'Eocène moyen traduit aussi bien des phénomènes de non sédimentation que d'érosion.

BORDELAIS :

Les «Sables» comme les calcaires sont bien développés dans le sous-sol de la région bordelaise.

L'étude détaillée de nombreuses coupes de forages permet de déceler le rôle de la topographie du fond dans la répartition des sables dans le bassin. Au début de l'Eocène moyen s'édifie en plusieurs étapes (KLINGEBIEL et LALANNE DE HAUT, 1962) un vaste appareil deltaïque nettement subdivisé en deux branches principales :

- la première occupe, au Nord, la dépression

LITHOFACIES DE L'ÉOCÈNE MOYEN
ET VARIABILITÉ DES FACIES
205 Épaisseur de l'Éocène moyen
205 12,4 Épaisseur et variabilité des facies de l'Éocène moyen
100 Isopaques de l'Éocène moyen
C
S
A
S/A
S + A / C
N
0 10 20 30 40 km.
320
360
400
440
480

CARTE 21

de la basse Dordogne dans l'axe de laquelle on trouve les dépôts de sables les plus épais et les plus grossiers. Les courants d'apport des matériaux terrigènes suivent un groupe de chenaux que l'on retrouve de Moulon à Vayres, Ambès et Ludon. Les sables sont ensuite dispersés vers le Nord-Est au long du littoral de la mer éocène, en direction du Blayais et du Médoc.

- la seconde au Sud, rejoint Ste-Foy-la-Grande à la dépression de la basse Garonne, dans les environs de Langoiran. Elle est moins bien individualisée que la précédente, et apparait mal sur la carte des lithofaciès de l'Eocène moyen en raison en particulier de la plus grande amplitude des divagations des chenaux d'apports détritiques.

Ces deux branches sont bien séparées au voisinage immédiat de Bordeaux par la zone haute de Cenon-Floirac-Bouliac. Dans cette partie surélevée de la rive droite de la Garonne, les niveaux sableux ont une épaisseur réduite et un faciès souvent très argileux avec des intercalations d'argiles tourbeuses et de marnes dolomitiques qui illustrent la sédimentation calme des étangs et des lagunes temporaires, délimitées par des cordons littoraux et les divers bras du delta.

La présence de cette zone haute est un des traits dominants de la paléogéographie du Bordelais à l'Eocène moyen. On y observe en effet des réductions d'épaisseur et des lacunes de divers niveaux stratigraphiques locaux, en particulier à la base des «Sables inférieurs» et au sommet des calcaires où manque la séquence supérieure bien connue dans les environs (VEILLON et VIGNEAUX, 1961 a).

A l'Ouest de la Garonne s'ouvre largement le «Synclinal Girondin». De nombreux accidents structuraux affectent le sous-sol de l'agglomération bordelaise où s'individualisent en particulier deux zones surélevées (celle de Blanquefort au Nord, celle de Léognan, au Sud) mises en évidence aussi bien par le tracé des isobathes du toit de l'Eocène inférieur que par celui des isopaques de l'Eocène moyen. Bien que la surélévation de ces zones se soit surtout produite après la mise en place des sables, elle était déjà ébauchée avant, comme en témoignent les variations de puissance de classement de ces derniers. Leur répartition est en effet déterminée ici par des courants marins côtiers qui reprennent les sables amenés jusqu'à la côte par les courants fluviatiles.

Ainsi, les dépôts sableux n'ont guère été dispersés vers le large. Leur puissance diminue très rapidement vers l'Ouest, où ils passent latéralement à des grès fins, calcaires ou dolomitiques (Talence, Pessac, Mérignac, St-Jean d'Illac).

Les variations d'épaisseur des formations calcaires de l'Eocène moyen sont donc là importantes et rapides; elles illustrent la relative complexité de la topographie du fond, et la permanence de ses éléments fondamentaux. De même, la grande variabilité des faciès qui caractérise les séries de l'Eocène moyen du Bordelais est le reflet de l'affrontement des influences marines et continentales sur un substratum en constante évolution.

BORDURE SUD:

La limite Sud du bassin est constituée par l'anticlinal de Villagrains-Landiras, dont la surrection, amorcée à l'Eocène moyen s'est accusée fortement par la suite, provoquant par endroits une lacune complète des terrains représentant cette période. Les phénomènes d'érosion, autant que l'absence de sédimentation, sont responsables de cette absence.

De toute manière, les terres émergées alors n'ont guère fourni de matériaux détritiques en raison à la fois de la modestie du relief, et de la nature lithologique des terrains (calcaires et marnes du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur, pauvres en éléments terrigènes). La nature lithologique des sédiments déposés aux environs de cette structure n'est qu'assez peu affectée par son évolution tectonique. La contribution de ces formations à l'élaboration des dépôts de l'Eocène moyen parait négligeable en regard de l'abondance des apports en provenance du «Massif Central».

ENTRE-DEUX-MERS:

Dans le sous-sol de l'Entre-deux-Mers, la répartition des lithofaciès doit être interprétée en tenant compte de l'existence de deux stades de sédimentation très différents:

1) Mise en place d'une nappe de matériaux détritiques, généralement sableux, amenés du Massif Central, par la branche Sud de l'appareil deltaïque.

2) Développement d'une transgression marine issue du domaine de permanence océanique que constitue le synclinal girondin à l'Ouest du Bordelais. La ligne de côte reste dans l'ensemble perpendiculaire aux directions d'apports fluviatiles. Ce fait apparait assez nettement sur la carte des lithofaciès, car les faciès calcaires ont été élaborés en milieu marin alors que les sables et les argiles sont essentiellement continentaux.

Dans la dépression occupée par la branche sud du delta décrit dans la région bordelaise on note un maximum d'épaisseur d'abord des sédiments terrigènes, des dépôts calcaires ensuite; le rapport sable/argile est, là, assez faible, la transgression ayant déterminé un net envasement des chenaux.

Au Sud, sur le versant nord des zones hautes de Miramont, et de l'Entre-deux-Mers, la prédominance des sables qui apparait sur la carte des lithofaciès, est en fait, l'expression de la moindre épaisseur des calcaires marins à l'emplacement de ces compartiments, ce que montre la similitude du tracé des isobathes du toit des «Sables» et des isopaques des «calcaires» (DUMON, 1964).

Tout au long de la vallée de la Garonne, entre Langon et Bordeaux, un décrochement du toit de l'Eocène inférieur est bien marqué; il se traduit dans les dépôts de l'Eocène moyen par une nette variation de l'épaisseur des calcaires, plus importante au Sud-Ouest. Il en résulte un changement de la valeur du rapport des clastiques ($>0,5$ au N-E de la Garonne, $< 0,5$ au Sud-Ouest). Ce décrochement qui parait, en l'état actuel de nos connaissances, s'être produit principalement après la mise en place des «Sables», était cependant déjà ébauché au début de l'Eocène moyen, dans la région de Cenon-Bouliac d'une part, dans la région de Verdelais d'autre part.

REOLAIS :

A l'Eocène moyen, une légère dépression s'individualise ici, encadrée par l'anticlinal de Villagrains-Landiras à l'Ouest, la zone haute de Miramont au Nord-Est, par celle de Bouglon-Auros au Sud. Les points d'observation sont trop peu nombreux pour que l'on puisse préciser l'influence de cette topographie sur la répartition des sédiments terrigènes. On note seulement l'augmentation des proportions d'argiles vers l'Est.

BORDURE EST :

A l'enfoncement de la partie occidentale du bassin nord-aquitain a correspondu à l'Eocène moyen, la surélévation de toute la partie sud-orientale, zone haute de Miramont et «Plateau d'Agen».

On note en effet vers l'Est une nette diminution de la puissance des dépôts, et du rapport sable/argile, et même le passage aux faciès lacustres de nature essentiellement chimique de la région d'Issigeac.

Restée à l'écart des courants d'apports terrigènes issus du Massif Central, cette zone a été également épargnée par la transgression lutétienne.

En résumé, quoique encore très imprécise la carte des lithofaciès de l'Eocène moyen que nous venons de commenter, fournit cependant un cadre paléogéographique utile à l'interprétation détaillée des coupes de forages et des conditions de sédimentation. La construction de cartes similaires concernant des périodes de sédimentation plus restreintes devra être envisagée lorsque l'on disposera d'un plus grand nombre d'observations et que l'on pourra effectuer un découpage chronologique plus précis des formations.

En première approximation cette carte résume les grands traits paléogéographiques du Nord de l'Aquitaine à l'Eocène moyen.

1°) Permanence du domaine marin au Sud-Ouest du cours actuel de la Garonne et de la Gironde, caractérisée par une sédimentation essentiellement calcaire.

2°) Abondance des apports terrigènes au Nord-Est en bordure du Massif Central, principal fournisseur de matériaux détritiques.

3°) Persistance d'une zone surélevée à l'extrémité orientale du bassin (Plateau d'Agen) en bordure du Quercy. La couverture sédimentaire de l'Eocène moyen est très faible ou même nulle (Cauzac, Agen). Les faciès argileux et les calcaires lacustres de précipitation chimique prédominent (Issigeac, Miramont).

4°) Individualisation de structures tectoniques secondaires diversifiant la topo-

graphie du fond du bassin et conditionnant d'abord la répartition des matériaux terrigènes, celle des faciès calcaires ensuite.

Ainsi la comparaison des lithofaciès et de l'épaisseur des formations de l'Eocène moyen permet dans certains cas de déceler l'intensité relative des diverses phases de déformation.

Dans les zones surélevées de Couquèques -St-Yzan, de Blaye-Listrac et de la bordure Sud de l'Entre-deux-Mers-, ce sont des mouvements tardifs au milieu et à la fin de l'Eocène moyen qui amènent une forte réduction d'épaisseur et l'absence de certains niveaux calcaires.

Dans la dépression de Ludon au contraire, l'enfoncement précoce a déterminé la sédimentation des sables sur une plus grande épaisseur.

Mais dans d'autres cas (Bouliac, Blanquefort), les sables et les calcaires subissent tous deux une réduction d'épaisseur, et la valeur du rapport des clastiques n'est pas modifiée. Aussi, les lignes d'isovaleurs de ce rapport sont-elles, dans l'ensemble, sensiblement parallèles à la ligne de rivage et expriment-elles indirectement les variations de puissance des niveaux calcaires.

L'extension du domaine marin vers le Nord-Est traduit l'enfoncement progressif quoique discontinu de tout le bassin et s'accompagne d'un ralentissement relatif des apports détritiques. La ligne de rivage reste dans son ensemble parallèle à une direction N-O - S-E et contourne au S-E la zone haute de Bouglon-Agen.

Au Sud, enfin le bassin nord-aquitain n'était limité que par une simple ride préfigurant l'anticlinal de Villagrains-Landiras. C'est l'accentuation très marquée de cette structure au cours des périodes ultérieures qui a déterminé l'importance actuelle de cette limite.

ISOBATHES DU TOIT DE L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR
SI YZANS
LESPARRE
ETAULIERS
BLAYE
LISTRAC
AMBES
LES EGLISOTTES
LIBOURNE
BERGERAC
Ste FOY la GRANDE
MOULON
LA BENAUGE
PESSAC
SADIRAC
LEOGNAN
TARGON
SAUVETERRE
ISSIGEAC
ARCACHON
MARCHEPRIME
CASTRES
CABANAC
VILLAGRAINS
LANDIRAS
AURIAC
MONSEGUR
MIRAMONT
MARMANDE
SOUBIROUS
BAZAS
GRIGNOLS
CAUZAC
AGEN
Dordogne
Isle
Dropt
Garonne
Lot
Ciron
N
0 10 20 30 40 km.
320 360 400 440 480
360 320 280 40

CARTE 22.

CHAPITRE III

INTERPRETATION PALEOCLIMATIQUE DE LA SEDIMENTATION TERRIGENE :

HYPOTHESES RELATIVES A L'EVOLUTION DES SURFACES CONTINENTALES BORDANT LE BASSIN AQUITAIN.

Avant d'intégrer dans une synthèse paléogéographique les interprétations paléoclimatiques que nous avons évoquées lors de la description de quelques séries du Paléogène nord-aquitain, nous examinerons les faits de même ordre qu'apportent plus ou moins explicitement des études sédimentologiques consacrées soit aux autres parties du Bassin Aquitain, soit aux dépôts continentaux conservés sur les massifs voisins, soit encore dans d'autres bassins. En effet, les meilleures indications concernant la nature et l'évolution des surfaces continentales sont tirées de l'étude des sédiments déposés dans les régions bordières et dans les bassins d'alentour.

1) Bassin aquitain :

a) Aquitaine méridionale :

Seules les formations marines d'âge danien et paléocène en Béarn sont suffisamment connues du point de vue sédimentologique et minéralogique (AUBERT, BESSEME, ELLOY et alt., 1962) pour fournir matière à une interprétation paléogéographique.

Nous admettrons avec ces auteurs que les éléments détritiques proviennent de l'Est. Nous remarquerons tout d'abord que les massifs qui préfigurent les Pyrénées naissantes, ne fournissent que de faibles quantités de matériaux terrigènes. Cependant ces matériaux sont peu altérés (rareté de la kaolinite). Il n'est donc pas possible d'invoquer une biostasie pour expliquer la modicité des apports détritiques et nous sommes amenés à penser que l'érosion est relativement rapide et s'attaque à des terrains riches en illite et minéraux ubiquistes résistants appartenant à la couverture mésozoique de la chaine dont la zone axiale cristalline et métamorphique n'a pas encore été mise à jour.

Quelles peuvent être les caractéristiques des climats qui règnent alors ? Le développement localisé d'un niveau à attapulgite dans la série calcaire du Paléocène inférieur du Béarn, permet d'évoquer celui d'une pédogénèse latéritisante sous climat tropical humide, évacuant dans le bassin des solutions riches en Ca, Mg, et SiO_2. Il est difficile d'apprécier dans quelle mesure cet épisode de sédimentation chimique traduit plutôt qu'un équilibre biostasique intéressant temporairement le continent (à la faveur d'un répit de son évolution tectonique), une phase de concentration des solutions dans une dépression à drainage déficient. Celà implique une hydrolyse poussée des minéraux des sols sous climat chaud et humide. Nous retiendrons que ces conditions ont été localement et temporairement remplies dans cette région à l'orée des temps tertiaires.

L'augmentation des proportions de kaolinite dans les séries plus détritiques de la fin du Paléocène laisse supposer que ces conditions se sont présentées à nouveau au début de l'Eocène inférieur.

Par la suite, en effet, au Nord de cette chaine jeune au relief toujours plus vigoureux, l'héritage deviendra pratiquement le seul processus d'élaboration des matériaux détritiques. Ainsi par la composition de leur matériel argileux des formations éocènes et oligocènes de la série de Biarritz, s'apparentent assez directement à celles du Crétacé moyen (faciès flysch) et supérieur du Béarn et du Pays Basque.

b) Petites Pyrénées et Corbières :

A l'extrémité orientale du sillon nord-pyrénéen, les séries paléogènes du Plantaurel (KLINGEBIEL, 1963) et des Corbières (FREYTET, 1964) se prêtent à une interprétation similaire.

Le «Montien» des Petites Pyrénées, constitué d'argiles rouges plus ou moins résiduelles (RECH-FROLLO, 1948), résulte en particulier d'une reprise des sédiments crétacés exondés, comme le montre la similitude des cortèges de minéraux lourds (VATAN, 1950) et la fréquence de microfossiles remaniés du Crétacé supérieur (GUBLER, 1943). Le même phénomène se reproduit à l'Yprésien terminal (CARALP et alt., 1962).

Cependant, la prédominance de montmorillonite dans la fraction argileuse des «marnes rouges supérieures» (MONTIEN-VITROLLIEN) aussi bien que dans les «marnes rouges inférieures» (Crétacé terminal) n'est pas seulement le signe d'un héritage des formations émergées du Crétacé supérieur. Les conditions climatiques de conservation ou de néoformation de ce minéral doivent être compatibles avec celles qui ont présidé à la genèse des calcaires lacustres intercalaires (Dorien, Rognacien), riches en accidents siliceux ou magnésiens (niveaux argileux à attapulgites).

Nous trouvons juxtaposés et combinés, les effets d'une rhéxistasie tectonique et d'une biostasie sous climat tropical humide intéressant des massifs différents (FREYTET, 1964). On peut y ajouter le développement de sols ferrugineux tropicaux dans certaines zones de cette vaste plaine d'épandages détritiques où le drainage se trouvait déficient.

A la base de la série marine attribuée au Thanétien, la montmorillonite domine. Elle parait directement reprise aux formations sous-jacentes, tandis que la kaolinite provient des massifs lointains latéritisés et que des illites en faibles quantités peuvent s'être formées ou agradées dans ce milieu marin plus riche en ions K^+.

Les dépôts continentaux du «Sparnacien» illustrent un retour aux conditions antérieures d'érosion et de sédimentation quoiqu'une certaine instabilité de la région se manifeste par l'apparition de niveaux détritiques et l'alternance rapide de calcaires lacustres. La dominance de ce minéral dans un cadre tectonique stable nous amène à penser que les masses continentales voisines n'avaient pas encore un relief très accusé et pouvaient être soumises à un climat de type tropical à saisons sèches et humides alternées. Le dépôt de calcaires et de niveaux siliceux dans les dépressions lacustres implique la genèse de sols à kaolinite.

A l'Yprésien, des grès et des poudingues marquent une importante reprise de l'érosion. Il semble que ces sols à kaolinite paraissent alors fournir une part non négligeable du matériel détritique. Dans les faciès marins, le matériel argileux subit des modifications mineures, (agradation d'illite, de montmorillonite ou de chlorite) liées au détail des séquences lithologiques. Durant tout l'Eocène, l'héritage reflète davantage la nature pétrographique des massifs érodés que les conditions climatiques de leur altération. Une interprétation paléoclimatique de la sédimentation supposerait que l'évolution paléogéographique du bassin soit connue d'une manière déjà très détaillée.

c) Languedoc - Montagne Noire :

DEMANGEON et SITTLER (1963) montrent que dans les séries paléogènes de cette région, la nature et la fréquence des minéraux argileux constituent des associations de valeur stratigraphique locale très fidèles.

Les coupes étudiées au Nord de Montpellier en fournissent un bon exemple.

Le Rognacien est représenté par des argiles rouges détritiques, à kaolinite et montmorillonite, provenant du démantèlement de la couverture latérique des Cévennes. Puis se constituent des calcaires lacustres avec néoformations argileuses à attapulgite. Ces auteurs rappellent que ces dépôts vont de pair avec une pédogénèse latéritisante qui persisterait donc au début du Tertiaire.

Au Vitrollien, sont attribuées des argilites gréseuses à kaolinite, puis des calcaires et des argiles lacustres où la néoformation de montmorillonite est fréquente sur les rivages tandis que l'attapulgite apparait plus loin vers le centre du lac basique.

Si dans cette région, il n'y a pas de sédiment d'âge éocène inférieur, on note ailleurs (bassin d'Alès), des sables kaoliniques, produits de l'érosion des roches, des altérations et des sols des Cévennes et de la Montagne Noire, «atteintes par des climats hydrolysants de style latéritique». Les formations bordières sont plus grossières et plus riches en kaolinite que les sédiments fins et surtout chimiques qui se déposent loin des reliefs. Nous avons pu effectuer les mêmes observations dans les séries de l'Eocène moyen dans le bassin nord-aquitain.

L'Eocène moyen (Lutétien) est représenté soit par des roches détritiques assez fines à kaolinite et montmorillonite, héritées des sols et des roches du Crétacé, soit par des calcaires lacustres à montmorillonite et argiles détritiques nouvelles comme l'illite et la chlorite.

Durant le Bartonien, de nouveaux reliefs et des sols anciens à kaolinite et montmorillonite sont détruits. Les micas et illite hérités sont généralement dégradés. Des traces de chlorite pourraient provenir ici de l'érosion de certaines formations des Cévennes et de leur couverture.

Au début de l'Oligocène (Sannoisien), le soulèvement des Cévennes provoque une reprise de l'érosion, et les matériaux détritiques dépourvus de kaolinite sont alors riches en illite et chlorite. Quand l'apport cévenol faiblit, les remaniements d'altération locale produisent de la montmorillonite.

Au Stampien, le dépôt de sédiments chimiques (sépiolite de Salinelles) traduit une phase de calme tectonique et l'installation d'un climat latéritisant. Puis, un regain de l'activité tectonique s'accompagne de remaniements des sols, libérant des montmorillonites, des kaolinites et des illites; ces dernières sont souvent agradées dans les faciès calcaires.

d) Bassin de Carcassonne :

L'analyse de la fraction argileuse d'un lot d'échantillons représentatif des formations éocènes décrites par BIGOT (1965) apporte des indications analogues, compte tenu du cadre particulier de l'histoire géologique de cette région.

Montien-Vitrollien: au Nord du bassin (Montien de la coupe de Salsigne) ces formations détritiques inférieures se signalent par leur richesse en montmorillonite (50 à 60 °/₀) comparable à celle des niveaux homologues des Corbières et du Plantaurel. Localement, (Vitrollien de la coupe du Congoust), ce minéral est étroitement combiné à de plus fortes proportions d'illite, et constitue des édifices interstratifiés du type I.M.

Eocène inférieur: les calcaires et marnes lacustres du Thanétien se caractérisent par leur richesse en illite, vraisemblablement néoformée ou agradée dans le milieu de sédimentation alcalin. Leur état de cristallisation est remarquable, et le rapport des intensités des pics 001/002 garde des valeurs inférieures à l'unité, ce qui montre que ces minéraux sont saturés en K^+.

Les épandages détritiques qui sont attribués au Sparnacien, (coupe de Salsigne) offrent à nouveau de fortes teneurs en montmorillonite. On constate donc, ici encore, la permanence des conditions paléogéographiques d'élaboration et de distribution des matériaux terrigènes du Crétacé supérieur au Sparnacien.

Aux «calcaires à Alvéolines» qui

illustrent les diverses étapes de la transgression yprésienne» succèdent des formations lagunaires, grès à huitres et «marnes à Potamides». La fraction argileuse de ces dépôts est constituée de kaolinite (40 à 50 °/₀) associée à des fortes proportions d'illite (20 à 40 °/₀), plus ou moins étroitement mêlée à des feuillets gonflants avec lesquels se sont élaborés des interstratifiés irréguliers du type I.M.

Eocène Moyen: l'activité tectonique qui règne à cette époque, modifie profondément la paléogéographie de toute cette région et détermine la mise en place de puissantes séries continentales ou «série rouge supérieure», localement subdivisée en «série d'Aigne» et «série d'Assignan» (CHAIGNE, 1964). Ces dépôts terrigènes se caractérisent par un cortège de minéraux argileux assez homogène à illite et chlorite. Ils proviennent de la destruction des reliefs nouvellement édifiés au Sud et au Nord. A ce propos, il nous paraît intéressant de noter la similitude de composition de ces argiles détritiques de l'Eocène, avec celles des séries permotriasiques et liasiques de la bordure nord-pyrénéenne et du bassin de St-Affrique décrites par MAUREL (1963). Ces terrains qui constituaient alors une bonne partie de la couverture sédimentaire des massifs anciens et du Mouthoumet et de la Montagne-Noire, ont sans doute fourni une large part des matériaux argileux détritiques venus combler le bassin de Carcassonne. Il n'est pas surprenant que ces minéraux n'aient guère subi d'altérations et de transformations, car par leur rapidité, les phénomènes d'érosion et de sédimentation les ont soustrait aux influences du climat et des milieux de sédimentation.

2) Massifs bordant le bassin aquitain :

Des études sédimentologiques diverses ont été consacrées ces dernières années aux terrains continentaux conservés sur le Massif Central, le Seuil du Poitou et le Massif Armoricain. Les arguments qu'elles sont susceptibles d'apporter à une reconstitution des climats du Paléogène méritent un examen d'ensemble.

a) Massif Central :

Eocène: les formations sidérolithiques sont largement répandues sur un socle constitué soit de roches cristallines, soit de terrains sédimentaires dont l'âge varie du Permien au Crétacé inclus. Des profils d'altération pédogénétique de type latéritoide faisant corps avec le substratum, ont été observés en certains endroits (DESCHAMPS, 1962), mais, le plus souvent, on rencontre des formations détritiques provenant du démantèlement de ces profils. Au sein même de ces dépôts superficiels, des profils pédologiques évolués et des cuirasses hémato-goethitiques sont localement régénérés, (DESCHAMPS, 1964) .

Les constituants fondamentaux de ces formations «sidérolithiques» proviennent souvent, plus ou moins directement, de la croûte d'altération ancienne, élaborée au cours du Mésozoique et présentent dans leur ensemble une composition initiale très homogène. Cependant, la diversité des conditions locales qui, au cours du Tertiaire, ont présidé aux reprises, aux accumulations et aux altérations subies par ces matériaux, a déterminé une grande variété de séquences et de faciès lithologiques. Les paléosols qui se sont édifiés alors, n'affectent que des matériaux déjà très dégradés et la nature des climats dont ils procèdent, est le plus souvent masquée par l'empreinte initiale de la latérisation mésozoïque. Cependant il semble que, d'une manière générale, au cours du Tertiaire, l'évolution pédologique n'a jamais atteint un stade de latéritisation très avancé, et que l'état d'altération des éléments arrachés au socle est d'autant plus faible que l'érosion dont ils sont issus, est plus récente.

Ainsi, les modalités de développement d'un processus goethitique de cuirassement affectant le sidérolithique du Bourbonnais (DESCHAMPS, 1963), la présence de nombreuses formations arkosiques dans le sidérolithique de l'Aubrac (COLIN et DESCHAMPS, 1963) et de l'Indre (DESCHAMPS, 1958) et dans les «grès fluviatiles» de la bordure nord du Massif Central (VATAN, 1948), pourraient illustrer le règne d'un climat chaud alternativement sec et humide, vers la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène.

Ce n'est qu'à partir de l'Eocène supérieur, que quelques intercalations sédimentaires lacustres se manifestent à la périphérie du Massif et dans les Limagnes.

Ainsi, en l'absence de tout repère

stratigraphique concernant les époques antérieures, il est donc prématuré de préjuger de la signification stratigraphique et paléoclimatique de ces formations continentales qui procèdent de phases de sédimentation locales et sporadiques. Il est aussi hasardeux d'interpréter isolément les profils pédologiques dans la genèse desquels peuvent se confondre les effets de diverses phases climatiques successives.

Oligocène: à partir de cette époque, dans de nombreux lacs basiques se développent des illites ou tout au moins des phyllites micacées diverses, dont la transformation en illite a été orientée au cours de la sédimentation dans les lacs calcaires (MILLOT, 1963). En effet, dans les séries lacustres, les minéraux argileux illitiques prédominent largement.

Dans les sédiments lacustres de la Limagne (RAYNAL, 1953) et de la bordure sud-ouest (KULBICKI, 1947; KLINGEBIEL, 1961) on doit noter la fréquence des dépôts magnésiens (attapulgite et sépiolite) et siliceux. Le développement remarquable de telles formations implique des conditions climatiques particulières déterminant l'altération des aires continentales qui libèrent des solutions riches en Mg, Ca et SiO_2. Le climat chaud et humide responsable de ces phénomènes ne conduit pas toutefois à l'élaboration de véritables sols latéritiques si on considère l'abondance des phyllites micacées et des feldspaths dans les matériaux hérités.

b) Seuil du Poitou :

Il est difficile de distinguer du seul point de vue minéralogique le «sidérolithique de transport» des «argiles résiduelles» remplissant des poches creusées dans les calcaires jurassiques (STEINBERG, 1961). Ces témoins pédogénétiques indirects n'illustrent en effet que les conditions climatiques d'altération du continent qui régnaient à la fin du Mésozoique.

L'état de dégradation avancée qui caractérise les matériaux sidérolithiques mis en place au début du Paléogène, n'indique pas nécessairement la persistance du climat tropical humide qui a présidé à leur élaboration initiale. Il est possible néanmoins qu'un tel climat se soit manifesté au début du Tertiaire.

c) Massif Armoricain :

L'évolution pédologique des roches primaires est ancienne. Pour DURAND et MILON (1959), elle relève du climat de type tropical dont témoignent les flores secondaires et tertiaires et «l'épaisseur des roches malades» ne pourrait s'expliquer qu'en admettant après l'orogenèse hercynienne, l'établissement d'une topographie de cuvettes sans écoulement, et dans l'ensemble de la région, d'un drainage imparfait qui, «favorisant l'altération chimique en profondeur, limitait les effets de l'érosion».

Des sédiments d'âge éocène inférieur (argiles kaoliniques sapropéliennes, sables et grès sans feldspath) sont connus dans les «vieilles cuvettes» du Sud de la Bretagne (DURAND, 1960) où ils ont été «fossilisés» (DURAND, 1962) par des sédiments d'âge lutétien. Dans le Morbihan, les dépôts arénacés de l'Yprésien sont recouverts par des calcaires lutétiens.

Dans le bassin de Rennes, ce sont des argiles lacustres sapropéliennes datées par analyse pollinique (DURAND, 1957). Au large de Roscoff, des formations ferrugineuses et des argiles kaoliniques «sidérolithiques» garnissent les dépressions karstiques du socle, oblitérées par des calcaires d'âge lutétien (BOILLOT et MILLOT, 1962).

L'importance de l'altération qui a affecté le Massif Armoricain est soulignée par le développement de complexes sidérolithiques avec minerais de fer (MILON, 1932; KLEIN, 1962; DURAND, ESTEOULE et ESTEOULE-CHOUX, 1962) et gisements d'argiles réfractaires (NICOLAS, 1956), et par l'épaisseur (plus de 30 m pour les schistes briovériens à l'Ouest de Rennes) des «roches malades» (DURAND et MILON, 1959). Pour ces auteurs, l'évolution pédologique du socle primaire est ancienne, et relève du climat de type tropical dont témoignent les flores secondaires et tertiaires.

Tous les faits que nous venons d'évoquer confirment l'existence d'un tel climat à l'Eocène inférieur.

Dans les dépôts d'âge lutétien supérieur du bassin de Campbon (argiles sapropéliennes, marnes et calcaires dolomitiques),

l'attapulgite est pratiquement le seul constituant de la fraction argileuse (ESTEOULE-CHOUX, 1962). La néoformation de ce minéral et la rareté des éléments détritiques illustrent une altération pédologique intense du continent probablement recouvert d'une forêt tropicale.

Les formations continentales plus récentes témoignent de conditions climatiques un peu différentes. Dans la cuvette de Landéan (CHOUX, 1959) les niveaux argileux sous-jacents au Sannoisien, se caractérisent par leur richesse en montmorillonite. Si ce minéral est de nature détritique, il temoigne d'un climat chaud et relativement sec.

Durant l'Oligocène, des dépôts chimiques à attapulgite se constituent à nouveau dans les bassins lacustres (ESTEOULE-CHOUX, 1962) et l'illite abonde dans les matériaux hérités des aires continentales environnantes. Nous retrouvons là un phénomène très général déjà observé dans le Massif Central, le Languedoc, l'Aquitaine et l'Alsace, qui implique une altération ménagée des argiles sur le continent et une agradation des phyllites micacées dans les lacs basiques.

3) Bassins Subalpins :

Eocène: les sables blancs éocènes du bassin de Savoie et du «Synclinal des déserts» (VATAN, ROUGE et BOYER, 1947) sont caractérisés par l'absence de grenat, la rareté des silicates de métamorphisme de la zone méso (staurotide et disthène) et par leur richesse en minéraux résistants (tourmaline, zircon et minéraux titanés). La kaolinite est le constituant fondamental de la fraction fine.

On peut admettre que les conditions climatiques de leur élaboration puis de leur mise en place, ont été analogues à celles que nous avons évoquées pour les dépôts de même âge, rencontrés dans les autres bassins périphériques du Massif Central.

Par contre, les épandages détritiques qui se manifestent vers la fin de l'Eocène (Priabonien) à la périphérie des massifs cristallins surgis dans l'axe de la chaine alpine (Pelvoux, Argentera, Mercantour) et qui constituent la formation des «Grès d'Annot», ont une composition bien différente. Les éléments terrigènes se sont déposés au voisinage de leurs sources d'origine (STANLEY, 1961) sans avoir subi d'altération chimique notable avant ou après leur mise en place.

Oligocène: dans tous les bassins subalpins, l'activité orogénique se traduit dans les sédiments par l'apparition de grenat, d'épidote, de chloritoïdes, de glaucophane et de hornblende. En raison de l'intensité des phénomènes d'érosion qui affectent alors la Cordillère naissante, il est difficile de donner une signification climatique à ce changement de composition des matériaux hérités. Toutefois, l'examen comparé des argiles oligocènes de Savoie et des bassins de Valence, apporte des arguments à leur interprétation paléoclimatique.

L'association illite-chlorite-kaolinite caractérise dans le bassin de Savoie, la partie inférieure des séries oligocènes; dans la mesure où ces matériaux représentent l'héritage (VERNET, 1957), ils traduisent une altération peu poussée. Toutefois la montmorillonite apparait à la partie supérieure des séries.

Vers le Sud, des niveaux de calcaires lacustres et de marnes à sépiolite sont décrits (VATAN, ROUGE et BOYER, 1947). Cette sédimentation calcaire et magnésienne implique un certain lessivage du continent voisin, affectant localement tout au moins, la zone de piedmont où pouvait règner un climat tropical à saisons sèches et humides alternées, favorable à la genèse des sols à montmorillonite.

Dans le Jura, les sédiments continentaux attribués à l'Eocène-Oligocène sont caractérisés par l'association tourmaline-zircon-rutile-staurotide; les «minéraux alpins», épidote et grenat, ne parviennent dans cette région qu'au Miocène (DUPLAIX et GUILLAUME, 1962).

4) Bassin Anglo-Parisien :

Nous examinerons brièvement dans ses grandes lignes l'évolution de la sédimentation terrigène dans ce bassin, au cours du Paléogène. Notre but n'est pas de passer en revue toutes les études sédimentologiques qui depuis quelques années ont été consacrées à ces terrains, mais seulement de rechercher si les variations fondamentales de composition des matériaux détritiques peuvent procéder de faits climatiques analogues à ceux que nous avons décrits dans les régions voisines.

Comme l'Aquitaine, le bassin Anglo-Parisien est tributaire de plusieurs massifs anciens qui en constituent le cadre, Massif Central au Sud, Massif des Vosges à l'Est, de l'Ardenne au Nord, de Cornouailles à l'Ouest, de Bretagne au Sud-Ouest. Les éléments détritiques éocènes proviennent soit du substratum mésozoïque remanié par les diverses transgressions, soit, le plus souvent, des massifs anciens plus ou moins altérés. Ces décharges lointaines ne se produisent pas de façon permanente. Il est probable en particulier que les apports venus du Massif-Central s'interrompent au Lutétien et à l'Eocène supérieur, car alors le bassin était bordé au Sud par une ceinture laguno-lacustre à sédimentation calcaire (POMEROL, 1963 b).

a) Eocène inférieur :

D'une manière très générale, les dépôts détritiques de l'Eocène inférieur sont caractérisés par leur richesse en minéraux lourds résistants et la nature réfractaire de leur fraction argileuse.

C'est le cas, dans le Sud du bassin de Paris, des formations continentales rapportées au Sparnacien, qui du point de vue minéralogique présentent une grande homogénéité (VATAN, 1947). Des calcaires siliceux et des argiles à attapulgite s'intercalent par endroits entre les sables et les argiles kaoliniques du Cuisien et du Sparnacien de la bordure orientale de l'Ile de France (MICHEL, 1961). Les sables cuisiens de St-leu-d'Esserent, se caractérisent par leur extrême richesse en minéraux résistants et en particulier en tourmaline (BLONDEAU et CAVELIER, 1962 a).

En Grande-Bretagne, l'Eocène inférieur du Kent et du Hampshire (BLONDEAU et POMEROL, 1962) se caractérise encore par un cortège de minéraux lourds résistants. Dans toutes ces formations (Thanet sands, Reading beds, London clay) en effet, la tourmaline représente habituellement de 40 à 60 °/₀ des minéraux lourds transparents, le zircon de 10 à 20 °/₀, le rutile de 5 à 8 °/₀, la staurotide de 15 à 20 °/₀. Certains niveaux de sables glauconieux, généralement fins, renferment cependant des minéraux fragiles en quantité parfois notable. Ce sont, par exemple, les sables fins du Thanétien de Pegwell bay qui contiennent 10 °/₀ de hornblende, 18 °/₀ de grenat et 12 °/₀ d'épidote. C'est encore le cas des niveaux inférieurs des «London clay» (base de l'Yprésien) à Alunbay, qui contiennent jusqu'à 27 °/₀ d'épidote. On note alors que les minéraux moyennement résistants (grenat, disthène) sont également présents en proportions relativement plus importantes que dans les autres niveaux.

Cette prédominance de minéraux résistants, tourmaline et zircon en particulier, nous paraît illustrer soit le démantèlement d'arènes anciennes très évoluées, soit le règne de conditions climatiques engendrant de telles arènes. Comme le supposent BLONDEAU et POMEROL (1962) à la suite de BOSWELL (1923) et GROVES (1929), ces minéraux peuvent provenir directement des roches magmatiques du Devon et de la Cornouaille. L'origine des espèces moins résistantes parmi lesquelles se rangent les minéraux dits «de métamorphisme» peut être également recherchée dans les mêmes régions. L'apparition sporadique de ces éléments traduirait alors des reprises de l'érosion, les soustrayant aux dégradations d'origine climatique et assurant leur conservation par une rapide mise en place dans des milieux conservateurs qui sont le plus souvent des terrains imperméables. Toutefois, l'origine des épidotes pourrait être plus lointaine, et dépendre du volcanisme qui se manifeste alors dans la province thuléenne du continent Nord-Atlantique (H. et G. TERNIER, 1952).

b) Eocène moyen :

Dans le Nord de l'Ile-de-France (environs de Cramoisy, St-Vaast-les-Mello) diverses coupes se prêtent à une étude sédimentologique détaillée du Lutétien. BLONDEAU (1962 a) propose même d'y définir un néostratotype de cet étage. Dans tous les niveaux le cortège de minéraux lourds est constitué d'espèces résistantes (tourmaline, zircon, minéraux titanés, staurotide). Cependant on y rencontre parfois quelques éléments fragiles (épidote) et, d'une manière plus constante, des minéraux moyennement résistants (sillimanite, andalousite, disthène, grenat). L'omniprésence du grenat qui constitue de 2 à 10 °/₀ des minéraux lourds, paraît caractériser cette période.

Plus au Sud, les coupes de St-Leu-d'Esserent (BLONDEAU et CAVELIER, 1962 a) et de Boissy (BLONDEAU et CAVELIER, 1962 b) montrent que le cortège de minéraux lourds du Lutétien inférieur est très semblable à celui

du Cuisien par sa richesse en minéraux résistants. Au Lutétien supérieur, les proportions de grenat augmentent légèrement; des apports grossiers et peu usés viennent se mêler à un matériel ancien remanié et très usé. Les sables thanétiens et ceux de l'Albien du Pays de Bray peuvent être dans le Nord de la France, une des sources de ce matériel (BLONDEAU, 1962 b).

Dans le Bassin de Bruxelles (POMEROL, 1961) et dans certains niveaux des Bracklesham sands, dans le Hampshire (BLONDEAU et POMEROL, 1962), la même dualité d'origine des matériaux sableux peut être observée.

Nous ne disposons que de peu de renseignements sur la sédimentation argileuse dans ce bassin. En Ile-de-France, les argiles continentales sont généralement des attapulgites (BLONDEAU, 1962 a). La genèse de ce matériel implique un lessivage relativement intense des massifs avoisinants vraisemblablement soumis à un climat chaud et humide. La signification climatique des apports sableux à minéraux peu résistants est délicate à préciser, l'origine de ces derniers n'étant pas exactement connue. Leur présence n'est en effet signalée que dans des faciès marins.

c) Eocène supérieur :

L'étude sédimentologique du Bartonien dans les divers bassins qui s'individualisent en Ile-de-France, en Belgique et en Grande Bretagne, permet d'établir des corrélations stratigraphiques locales dans les séries azoïques et autorise des synthèses paléogéographiques (POMEROL, 1962 a). Selon les niveaux stratigraphiques ou les faciès, les proportions relatives des divers minéraux lourds varient considérablement.

Les espèces résistantes sont encore très abondantes surtout dans le bassin de Paris. Ce n'est pas surprenant si l'on considère qu'à cette époque, le relief des massifs immédiatement voisins (Vosges, Ardennes) reste très atténué et que vraisemblablement, seules les arènes anciennes qui les recouvrent, alimentent la sédimentation terrigène de ce bassin. Les effets de l'érosion du Massif Central ne se font guère sentir, la bordure laguno-lacustre de la mer auversienne faisant obstacle aux apports détritiques qui viendraient du Sud.

Cependant, d'une manière générale, les minéraux peu résistants sont plus abondants que les niveaux antérieurs; ils paraissent provenir de l'Ouest ou du Nord, car s'ils sont rares dans le bassin de Paris, ils sont par contre plus fréquents dans les séries bartoniennes du Hampshire et de Belgique où «il semble qu'ils soient le signe d'apports marins dont l'origine reste à préciser» (BLONDEAU et POMEROL, 1962). De même l'abondance du grenat caractérise les sables marins du Marinésien (sables de Cresnes).

Certes on doit noter que les minéraux fragiles se trouvent dans les faciès les plus aptes à assurer leur conservation. Leur origine est cependant lointaine et, si les restes du continent nord-atlantique avaient un relief peu accusé, on doit reconnaitre que l'érosion s'est alors réalisée sous des conditions climatiques peu dégradantes.

La flore fossile recueillie dans les séries éocènes du Kent et du Hampshire indiquerait, par ses ressemblances avec les flores actuelles, un climat subtropical (SEWARD, 1959).

Dans le bassin de Paris, des sols podzoliques se développent sur les sédiments sableux découverts par la régression post-auversienne (POMEROL, 1962 b). La végétation permanente ou temporaire constitue localement des lits de lignite, mais dans le Valois et le Tardenois s'élaborent des massifs de dunes. De telles manifestations sont compatibles avec le règne d'un climat subtropical ou même tempéré chaud.

d) Oligocène :

C'est un climat assez analogue à celui que nous venons de décrire pour l'Eocène supérieur qui a été invoqué pour expliquer la genèse des sédiments oligocènes du bassin de Paris (ALIMEN, 1936). Cette interprétation n'est pas en désaccord avec celle proposée par SITTLER (1962) pour l'Oligocène d'Alsace.

5) *Les climats du Paléogène :*

L'interprétation paléoclimatique des sédiments paléogènes n'apporte pas directement d'informations précises même si l'on tient compte des conditions de sédimentation particulières à chaque région et à chaque période étudiées. Elle fournit cependant un ensemble d'indications complémentaires qu'il convient d'utiliser dans le cadre de synthèses aussi larges que possible.

En France, la régression générale des mers crétacées à l'orée des temps tertiaires, laisse émerger un vaste continent, en partie pénéplané, tant par suite de l'érosion des massifs anciens (Bretagne, Massif-Central, Vosges, Ardennes) que du comblement des bassins périphériques. Au cours du Crétacé supérieur, un climat chaud et humide avait maintenu un couvert végétal dense (biostasie) freinant l'érosion et favorisant l'altération pédologique profonde des surfaces continentales anciennes.

a) Infra-éocène (anté-Yprésien) :

En Aquitaine, les épandages terrigènes qui s'étalent à la surface des terrains mésozoiques, illustrent une rhéxistasie d'origine probablement climatique autant que tectonique. Aux produits de démantèlement des profils latéritiques (kaolinite et minéraux résistants) sont associés des éléments détritiques nouveaux (montmorillonite et minéraux lourds peu résistants). La genèse de sols à montmorillonite implique un climat moins humide, et un couvert végétal éclairci. Un certain lessivage persiste tout de même, et localement les solutions basiques déposent des calcaires à attapulgite dans de petites dépressions.

Ces éléments d'interprétation paléoclimatique sont peu perceptibles dans les zones de piedmont où s'accumulent les produits de démantèlement des sols latéritiques élaborés au Crétacé sur les massifs anciens. Ces matériaux sont en effet déjà trop altérés pour recevoir l'empreinte de nouveaux climats moins dégradants.

Les influences climatiques sont plus nettes dans les zones qui n'ont été émergées qu'à la fin du Crétacé, là où par conséquent des sols se sont développés sur un substratum neuf. Il faut, en outre, que ces nouvelles formations aient été protégées des altérations ultérieures par une couverture sédimentaire convenable.

Ainsi, au climat très chaud et très humide, de type équatorial, du Crétacé supérieur, succèderait un climat moins chaud et moins humide, probablement subtropical et peut-être même tempéré chaud. Cette interprétation des sédiments terrigènes d'Aquitaine s'accorde avec celle de la faune marine du Thanétien dans le bassin de Paris (CHAVAN, 1946) et celle de la flore conservée dans les gisements lacustres de Rilly et de Sézanne, où des espèces «tempérées» sont fréquentes (H. & G. TERMIER, 1952).

b) Eocène inférieur :

Nous avons vu que durant l'Eocène inférieur (Yprésien) le bassin nord-aquitain ne recevait que des sédiments terrigènes fins et résistants, et que l'abondance des formations dolomitiques pourrait traduire un lessivage non négligeable du continent.

Une sédimentation analogue sévit dans tous les bassins périphériques du Massif-Central où prédominent les argiles réfractaires; les calcaires lacustres siliceux à attapulgite y sont fréquents. De tels dépôts illustrent des continents à relief peu accusé, soumis à un climat chaud et humide (biostasie). De fait, la flore recueillie dans les London clays, est interprétée comme celle d'une flore tropicale humide, semblable à celle des régions indomalaises actuelles (REID et CHANDLER, 1933).

C'est alors que, vraisemblablement s'élaborent en Aquitaine les gisements de kaolin de Charente et du Périgord selon le processus décrit par KULBICKI (1956). Ces épandages détritiques résiduels, produits d'une phase d'altération ancienne (Crétacé), ont été à nouveau amaigris dans les conditions paléogéographiques particulièrement favorables, qu'offrait cette plaine de piedmont à sous-sol perméable parcourue par des eaux acides sans neutralisation possible par la roche mère.

c) Eocène moyen :

En raison de l'intensité croissante des phénomènes tectoniques qui affectent alors le cadre du bassin aquitain, l'érosion prend

le pas sur l'altération dans l'élaboration des matériaux terrigènes dont la nature n'exprime plus que d'une manière très atténuée et confuse les caractéristiques des climats. L'altitude plus élevée de certaines zones continentales crée une diversification climatique et géographique des conditions pédogénétiques d'altération. Les minéraux élaborés dans les sédiments de piedmont dans les divers types de sols se trouvent donc mêlés. Ils sont associés à des quantités parfois considérables de produits de démantèlement des sols latéritiques antérieurs, de l'Eocène inférieur ou même du Crétacé supérieur. Si on observe l'apparition de matériaux frais dans les bassins, il n'y a cependant presque jamais de minéraux très fragiles. Aussi, bien que l'érosion soit rapide, il semble que l'altération pédogénétique le soit aussi, sans cependant aboutir à la destruction des minéraux de moyenne résistance.

Ces considérations nous amènent à penser qu'à l'Eocène moyen, le climat est encore humide et chaud. La rhéxistasie dont témoignent les épandages qui se produisent au début du Lutétien, à la périphérie du Massif-Central et surtout dans sa partie sud, parait donc avoir une origine tectonique plus que climatique.

Cette interprétation semble confirmée par celle de la flore qui est encore particulièrement riche en espèces tropicales. De même, dans les sédiments marins, généralement calcaires, abondent également les espèces de mers chaudes. Toutefois, il ne faut pas oublier que la transgression lutétienne qui se produit en Europe occidentale, réduit la surface des continents et favorise les relations avec le domaine mésogéen. De ce fait, il est naturel que les espèces caractéristiques de cette mer chaude soient plus abondantes dans les bassins précédemment rattachés au domaine nordique.

En outre, la diminution de l'importance relative de la surface des continents, consécutive à cette transgression modifie le climat qui prend localement un caractère plus océanique.

d) Eocène supérieur :

Dans le Nord de l'Aquitaine, un ralentissement de l'activité tectonique caractérise cette période. Cependant l'érosion du Massif-Central ne produit plus que des minéraux peu altérés.

En effet, les sables littoraux ou continentaux, ainsi que les molasses élaborées dans ce bassin, se signalent par leur richesse en feldspaths et minéraux lourds peu résistants. Dans la fraction argileuse, on note partout la prépondérance de la montmorillonite.

Les mêmes phénomènes s'observent, avec des nuances locales liées aux conditions de sédimentation, dans tous les bassins périphériques du Massif-Central. Des calcaires lacustres, avec des horizons siliceux et des intercalations d'argiles à attapulgite, s'élaborent comme par le passé dans certaines dépressions à drainage déficient; mais on voit apparaitre maintenant des dépôts d'évaporites et de gypse en particulier, tant en Aquitaine (Sainte-Sabine) que dans le bassin de Paris (Montmartre), la vallée du Rhin ou le bassin de l'Ebre.

Tous ces faits nous paraissent traduire nettement l'existence d'un climat sec, si ce n'est moins chaud, qu'à l'Eocène moyen.

e) Oligocène :

Nous avons été amené à distinguer au sein des terrains oligocènes du bassin nord-aquitain, trois phases de sédimentation successives.

Au cours de la première, la sédimentation détritique est relativement importante, et détermine la formation de couches d'argiles et de molasses, devenant plus calcaires en milieu marin. Les matériaux hérités ont une composition analogue à celle du substratum éocène auquel ils sont vraisemblablement repris. Dans les faciès lagunaires, on observe des transformations de minéraux argileux et l'abondance locale de chlorites. Dans les faciès lacustres, prédomine l'illite parfois accompagnée d'attapulgite.

Durant la seconde, se déposent essentiellement des calcaires organogènes de mer chaude. A l'étalement de la transgression correspond un arrêt de la sédimentation détritique. Les seuls éléments terrigènes qui franchissent la frange récifale sont des argiles constituées

par le mélange illite-kaolinite. La réapparition de ce dernier minéral en proportions non négligeables illustrerait l'installation d'un climat plus chaud et plus humide.

La troisième phase intéresse les faciès de régression. Le matériel hérité est relativement altéré et illustre une rhéxistasie dont les causes peuvent être plus tectoniques que climatiques. Le lessivage modéré auquel est alors soumis le continent, est cependant suffisant pour assurer le développement de dépôts calcaires à attapulgite dans certaines dépressions de l'arrière-pays. C'est donc le même climat relativement chaud et humide qui semble persister jusqu'au début du Miocène comme l'indiquent les divers niveaux à attapulgite et à sépiolite rencontrés dans les séries alternantes marines et continentales du Miocène inférieur du Bazadais décrites par ALVINERIE et LATOUCHE (1965).

En résumé, la durée de chacune des périodes que nous venons d'examiner est suffisamment importante pour qu'il puisse paraitre abusif de vouloir définir un climat caractéristique pour chacune d'elles. Certains auteurs ont néanmoins proposé des interprétations globales concernant le Paléocène, l'Eocène ou l'Oligocène d'une région, d'un bassin ou même d'un continent. Il est bien évident que ces climats ont été sujets à des variations plus ou moins fréquentes et rythmiques (LE DANOIS, 1950; VAN DER HANNEN, 1961), ainsi qu'à une diversification locale liée aux changements de la paléogéographie. Par exemple le climat des basses plaines était probablement plus chaud que celui des massifs environnants. Sur le continent, la flore, la faune et les sols étaient corrélativement plus diversifiés du point de vue climatique que les faciès marins. Comme les conditions de conservation et de fossilisation de ces témoins paléoclimatiques, organiques ou minéraux n'ont pas été également favorables dans tous les milieux, il y aura donc lieu d'être très prudent dans leur interprétation. Nous garderons présente à l'esprit, l'idée que les climats que nous allons décrire ne représentent en fait qu'un aspect synthétique d'une série de variations locales et successives dont seuls certains traits dominants nous sont connus.

Nos observations personnelles sur les séries paléogènes d'Aquitaine ainsi que celles de divers auteurs que nous venons de citer sur les régions avoisinantes, montrent que les climats du Paléogène étaient plus chauds que le climat actuel. SCHWARZBACH (1961) estime que la température moyenne annuelle était en Europe occidentale de 21°C à l'Eocène et de 18°C à l'Oligocène alors qu'elle n'est que de 10°C à l'heure actuelle. CANU (1895) estimait qu'elle était de 25°C au Sparnacien, de 23°C à l'Yprésien, de 25° au Lutétien et de 21°C à l'Aquitanien.

Quoique d'une manière évidemment très schématique, nous allons essayer de résumer les caractéristiques essentielles et l'évolution de ces climats :

- A l'orée des temps tertiaires, le climat très chaud et très humide du Crétacé supérieur subit un refroidissement qui s'accompagne d'un assèchement relatif.

- A l'Eocène inférieur, il semble être à nouveau très chaud et très humide.

- A l'Eocène moyen, malgré une rhéxistasie tectonique qui masque les effets pédogénétiques du climat, nous avons tout lieu de penser que le climat est encore chaud et humide.

- A l'Eocène supérieur, au contraire, règnerait un climat sec et peut-être relativement moins chaud.

- A l'Oligocène, enfin, se manifeste un climat peut-être un peu plus chaud mais en tout cas plus humide.

Par delà les variations liées à celles de la paléogéographie (climat continental ou océanique), on constate un abaissement général des températures et le passage graduel d'un régime quasi équatorial au Crétacé supérieur à un régime subtropical voire même tempéré chaud à l'Oligocène.

Cette évolution pourrait avoir pour cause essentielle, une migration des pôles de la Terre au cours de cette période. Ce dépla-

cement a déjà été évoqué par LOTZE (1963) qui examine les aires de répartitions successives des gisements d'évaporites, et par BRIDEN et IRVING (1963) qui ont rassemblé les résultats d'études générales sur le paléomagnétisme des terrains tertiaires d'Eurasie et d'Australie.

SIXIEME PARTIE

CONCLUSIONS

Les études géologiques qui avaient été consacrées au Paléogène nord-aquitain procédaient généralement de travaux paléontologiques et ne concernaient donc pratiquement que des faciès marins. Aussi, les interprétations stratigraphiques et paléogéographiques auxquelles elles avaient conduit ignoraient-elles le plus souvent l'évolution du domaine continental et ses rapports avec la sédimentogenèse.

Quelques travaux récents, toutefois, s'étaient intéressés à certains dépôts continentaux du Tertiaire comme le Sidérolithique par exemple, mais les problèmes paléogéographiques soulevés par ces recherches n'avaient guère été envisagés à la lumière des questions similaires posées par la sédimentation détritique en milieu marin. Malgré leur souci de synthèse, les anciens auteurs n'avaient pas relié l'évolution du cadre à celle de la sédimentation à l'intérieur du bassin.

Notre étude sédimentologique vient combler, en partie tout au moins, l'ignorance dans laquelle on se trouvait à cet égard, en précisant les relations entre les dépôts marins et les sédiments continentaux.

1) DEFINITIONS DES FORMATIONS :

L'analyse minéralogique des formations terrigènes nous a permis en effet, de caractériser les principaux épandages détritiques qui constituent tout ou partie des séries paléogènes, marines ou continentales. Nous avons plus spécialement porté notre attention sur deux ensembles de critères qui ont été examinés parallèlement.

a) Les minéraux des sables :

Et plus particulièrement les assemblages de minéraux lourds. A l'échelle de la «formation», ceux-ci caractérisent «l'héritage» car ils sont peu sensibles aux modifications géochimiques des milieux de sédimentation. Leur étude nous a permis d'individualiser assez fidèlement les principales périodes d'épandages et même, dans certains cas, de résoudre des problèmes de corrélations stratigraphiques locales au sein de séries détritiques sableuses. L'examen de la répartition des minéraux lourds dans le bassin nous a conduit ensuite à définir des provinces émettrices et des zones de dispersion. C'est parfois un précieux moyen d'interprétation paléogéographique autant que stratigraphique.

b) Les minéraux argileux :

Du point de vue minéralogique, la fraction argileuse des dépôts est particulièrement sensible aux conditions de sédimentation et de conservation des sédiments. Dans la mesure où la nature et l'ampleur des transformations affectant ces matériaux peuvent être ap-

préciées par comparaison des associations des minéraux argileux trouvées dans les divers faciès d'une même formation, nous disposons d'un moyen complémentaire d'identification des épandages détritiques. Les minéraux argileux reflètent également les conditions d'élaboration des sols et les modalités de l'érosion sur les aires continentales. Leur étude constitue donc aussi un procédé d'interprétation paléogéographique non négligeable.

2) *INTERPRETATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE :*

Dans ses grandes lignes, le problème de l'interprétation stratigraphique des dépôts continentaux a reçu une solution de principe puisque leur appartenance à telle ou telle période d'épandage du Paléogène peut être reconnue grâce à certains caractères essentiels de leur composition minéralogique

Toutefois, les problèmes soulevés par la définition des limites de formations, la discussion et l application des principes de corrélation lithostratigraphique, la distinction des passages latéraux de faciès et l examen de la signification réelle des critères minéralogiques utilisés, ne pouvaient être résolus, ou tout au moins valablement posés, que dans la mesure où chacune de ces questions était exactement située dans son contexte paléogéographique.

Dans la définition des limites stratigraphiques, la notion de séquence sédimentaire s est révélée très fructueuse, car, dans les séries, elle autorise la distinction des ensembles de couches qui, malgré leur diversité lithologique, appartiennent du point de vue dynamique à une même étape de l histoire sédimentaire du bassin. Comme, du point de vue biostratigraphique, les grandes «coupures» dans les successions de faunes correspondent assez étroitement aux limites des séquences sédimentaires majeures, nous avons toujours accordé une grande place à l étude des rythmes de sédimentation. Certes, il n est pas toujours possible de définir partout, et en particulier dans les faciès continentaux, des séquences homologues, mais dans bien des cas, l'interprétation séquentielle nous a permis d attribuer à certaines discontinuités lithologiques, une signification chronologique particulière.

Dans l établissement des corrélations lithostratigraphiques, nous n avons tenu compte de la similitude de composition lithologique des formations ou des niveaux, que lorsqu ils s'inséraient dans des évolutions analogues. Nous avons ainsi effectué des corrélations précises et détaillées dans le cas particulièrement favorable qu offrent les séries marines de l Eocène inférieur. Le lieu d élaboration de ces dépôts est une plateforme épicontinentale relativement stable, légèrement subsidente et régulièrement alimentée en matériaux détritiques fins par un continent en biostasie. Les couches ont une vaste extension et se succèdent d'une manière bien rythmée. Ce procédé de corrélation n est guère applicable aux dépôts ultérieurs. La topographie du bassin s est en effet diversifiée et dans un cadre rajeuni, se produisent des accumulations détritiques variées dont la répartition est plus ou moins directement déterminée par le développement des cycles sédimentaires marins.

L étude des passages latéraux de faciès a été effectuée soit, en détail, à la faveur d affleurements assez vastes dans le cas des terrains de l'Oligocène et de l'Eocène supérieur, soit, plus fréquemment, d'une manière statistique à partir des données de forages, dans le cadre des grandes unités chronostratigraphiques adoptées pour nos synthèses paléogéographiques. Ce procédé d analyse nous a permis de mettre en évidence les transformations subies par les minéraux argileux dans le bassin et en particulier, les agradations d'illite ou de montmorillonite ainsi que les genèses de chlorite dans les milieux marins ou lagunaires.

La signification réelle des variations de la composition minéralogique des sédiments terrigènes ne peut donc être précisée qu'à la lumière d un ensemble de données paléogéographiques. Si des phénomènes tectoniques peuvent expliquer les principales variations d'abondance des apports terrigènes, ce sont par contre les changements climatiques qui déterminent certaines des modifications qualitatives de ces matériaux.

Nous avons essayé d élaborer une figuration générale de la lithologie des terrains appartenant à une période déterminée (Eocène moyen). En adaptant à l expression chiffrée des données lithologiques de base dont nous disposions, le procédé de cartographie des lithofaciès proposé par KRUMBEIN, nous avons construit une carte des lithofaciès. Ce document est complété par une carte de la variabilité verticale des faciès, calculée à partir des données lithologiques de base par un procédé graphique original.

3) *HISTOIRE GEOLOGIQUE DU BASSIN NORD-AQUITAIN AU PALEOGENE :*

Pour mieux dégager les grandes étapes de l évolution paléogéographique du bassin nord-aquitain, au cours du Paléogène, nous ferons appel à une série type de référence observée dans le sous-sol du Bordelais. Les dépôts qui illustrent cette période y sont en effet largement diversifiés et bien datés car ils s insèrent dans une succession marine presque continue.

On y remarque :

a/ Un épandage détritique anté-yprésien (infra-éocène) résultant non seulement du démantèlement des croûtes latéritiques élaborées sur le continent au cours du Mésozoïque, mais encore d une légère reprise de l érosion des massifs eux-mêmes. Des éléments détritiques résistants sont en effet associés à de petites quantités de minéraux labiles. Les causes de cette rhéxistasie paraissent être à la fois tectoniques et climatiques.

b/ Une sédimentation terrigène ralentie durant la transgression de l Eocène inférieur (Yprésien). La prédominance des argiles dans les apports détritiques et l abondance des faciès calcaires et dolomitiques dans les séries marines, l élaboration de gisements de kaolin et d arènes très dégradées sur le continent évoquent une période biostasique sous climat chaud et humide.

c/ Un important épandage de sables se produisant au début de l Eocène moyen. Il se caractérise par l arrivée de minéraux lourds moyennement résistants et des proportions de kaolinite moindre qu auparavant. L érosion s attaque donc au continent lui-même et non plus seulement aux croûtes d altération qui le recouvrent encore par endroits. C est alors que s édifient les structures anticlinales d orientation «pyrénéenne» (Listrac-Carcans, Villagrains-Landiras, zone haute de Miramont) tandis que s approfondissent les parties occidentales et centrales du bassin. Cette rhéxistasie a des causes essentiellement tectoniques et l intensité de l érosion masque les éventuels effets des altérations climatiques qui peuvent se produire à cette époque. C est un bassin mieux individualisé que la mer envahit au Lutétien; dans tous les milieux se développent des flores et des faunes de climat chaud et humide.

d/ Un nouvel épandage de matériaux détritiques peu altérés qui se manifeste au début de l Eocène supérieur. Il traduit une nouvelle phase tectonique; la mer envahit à nouveau le bassin Ensuite, jusqu à l Oligocène, les apports terrigènes sont plus fins. Par-delà les variations locales de faciès qui se manifestent au sein des dépôts lagunaires et qui achèvent le comblement du bassin, on note que seuls, des éléments détritiques fins parviennent alors au domaine marin; ces apports sont particulièrement riches en montmorillonite et autres minéraux peu résistants. Ces faits nous ont paru illustrer une période de climat particulièrement sec.

e/ Un changement de la qualité des matériaux hérités durant l Oligocène tandis que se manifeste une dernière transgression. Les apports terrigènes sont plus riches en kaolinite et illite et l andalousite est désormais le minéral lourd le plus fréquent dans la fraction sableuse. Ce phénomène illustre autant un changement du régime d érosion des continents qu une modification des conditions d élaboration des matériaux détritiques dont une partie pourrait maintenant provenir de la chaîne pyrénéenne. Les documents paléontologiques et sédimentologiques s accordent pour indiquer un climat humide, si ce n est plus chaud.

4) NIVEAU ET PRECISION DES INTERPRETATIONS :

Compte tenu des transformations subies par les matériaux terrigènes au cours de leur mise en place dans les milieux de sédimentation, les étapes de cette évolution sédimentaire sont le reflet de phénomènes tectoniques et climatiques assez généraux pour qu'on puisse leur accorder une signification lithostratigraphique, er même chronostratigraphique. Certes, les subdivisions chronologiques que nous sommes susceptibles de définir ainsi, restent encore beaucoup moins précises et détaillées que celles qui ont pu être établies par d'autres méthodes dans les séries marines. Mais seules les grandes unités que nous avons utilisées (Infra-éocène, Eocène inférieur, Eocène moyen, Eocène supérieur et Oligocène) correspondent à l'échelle de l'analyse chronologique que nous pouvions appliquer indifféremment à tous les domaines de sédimentation. En effet, dans l'état actuel de nos connaissances, il serait vain de prétendre transposer dans le domaine continental, les unités stratigraphiques de tous ordres qui ont été définies dans les séries marines, ou même de vouloir toujours retrouver nécessairement un passage latéral d'une formation marine à une formation continentale.

D'autre part, nombre de ces unités correspondent, soit à des formations, soit à des répartitions particulières d'organismes et n'ont donc pas toujours une signification chronologique rigoureuse. D'autre part, les conditions de la sédimentation terrigène, dans le domaine marin, sont très différentes de celles qui régissent la mise en place et la conservation des dépôts continentaux.

Pour procéder à l'interprétation stratigraphique des diverses formations qui constituent le Paléogène nord-aquitain, nous devions les situer dans une chronologie d'évènements intéressant tous les domaines de sédimentation. Il convenait de rechercher, parmi les faits biologiques et sédimentologiques mis en évidence dans les séries examinées, ceux qui étaient les manifestations directes ou indirectes de ces évènements majeurs. Cette étude impliquait également la connaissance des conditions de l'élaboration des dépôts. Ainsi, par approximations successives, la signification stratigraphique et paléogéographique de ces derniers a-t-elle pu être souvent précisée, les phénomènes sédimentaires observés ayant été replacés dans une suite de phases d'activité tectonique et de modifications climatiques, étapes fondamentales de l'histoire géologique du bassin et de son cadre.

BIBLIOGRAPHIE

ABRARD R. (1924) -
Deuxième note sur les dépôts éocènes des environs de Royan.
C.R. Soc. Géol. Fr., 1924, p. 163.

ABRARD R. (1931) -
Etude stratigraphique des calcaires de Saint-Palais et de Blaye.
Bull. Soc. Géol. Fr., 5, I, pp. 3-20.

ABRARD R. (1933) -
Nomenclature et synchronisme des assises de l'Eocène moyen et supérieur des bassins nummulitiques de l'Europe occidentale.
Bull. Soc. Géol. Fr., 5, III, pp. 227-237.

ALIMEN H. (1936) -
Etude du Stampien du Bassin de Paris.
Mém. Soc. Géol. Fr., n° 31, 309 p., 7 pl.

ALLEGRE C. (1964) -
Vers une logique mathématique des séries sédimentaires.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, VI, pp. 214-218.

ALLEN V.T. (1948) -
Weathering and heavy minerals.
Journ. sedim. Petrol., V, 18, pp. 38-42.

ALVINERIE J. (1961) -
Etude sédimentologique du Néogène du Bazadais.
Thèse 3 ème cyclé. Univ. Bordeaux, n° 102, 78 p., 9 pl., 12 fig.

ALVINERIE J. et LATOUCHE C. (1965) -
Présence de sépiolite dans certains dépôts lacustres du Miocène inférieur du bassin d'Aquitaine.
C.R. Soc. Géol. Fr., 1965, pp. 267-268.

AUBERT J., BESSEME P., ELLOY R., ESQUEVIN J., FABER J., KULBICKI G., NIBOUREL C. et OERTLI H.J. (1962) -
Progrès récents dans la connaissance du Danien et du Paléocène en Aquitaine méridionale.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, T. I., pp. 381-392.

BALAGE A.M. (1961) -
Sédimentologie comparée des formations miocènes du Médoc atlantique.
Thèse 3 ème Cycle, Univ. Bordeaux, n° 103, 89 p., 28 fig., 12 pl.

BALLAND R. (1936) -
Observations géologiques dans la vallée de la Jalle de St-Médard.
P.V. Soc. Linn. Bordeaux, t. 87, pp. 157-224.

BARSHAD I. (1948) -
Vermiculite and its relation to biotite as reavealed by base exchange reactions, X - ray analyses, differential thermal curves, and water content.
Amer. Min., 33, pp. 655-678.

BATES T.F., HILDEBRAND F.A. et SWINEFORD A. (1950) -
Morphology and structure of endellite and halloysite.
Amer. Min., 35, pp. 463-484.

BATURIN V.P. (1937) -
Paleogeography on the base of terrigeneous components, Moscow., O.N.T.I., U.R.S.S.

BENOIST E. (1885) -

Description géologique et paléontologique des communes de Saint-Estèphe et de Vertheuil.
Actes Soc. Linn. Bordeaux, t. 34, pp. 79-115 et 301-352.

BENOIST E. (1886) -
Puits artésien du Parc Bordelais.
P.V. Soc. Linn. Bordeaux, t. 40, pp. 10-12 et 20-21.

BENOIST E. (1887) -
Tableau synchronique des formations tertiaires du S.O. de la France, du bassin de Mayence et du Vicentin.
Actes Soc. Linn. Bordeaux, t. 41, p. 191.

BENOIST E. (1888) -
Résultats stratigraphiques des sondages artésiens exécutés entre Bordeaux et Pauillac.
P.V. Soc. Linn. Bordeaux, t. 42, pp. 27-31.

BENOIST E. et BILLIOT J.T. (1889) -
Coupe géologique des terrains tertiaires sur la rive droite de la Gironde et de la Dordogne.
Actes Soc. Linn. Bordeaux, t. 43, pp. 209-214.

BERGOUNIOUX F.M. (1947) -
Sur la genèse des argiles sidérolithiques.
C.R. Soc. Géol. Fr., 1947, pp. 167-168.

BERTHOIS L. (1947) -
Nouvelle méthode d'étude quantitative des assemblages de minéraux lourds.
Bull. Inst. Océanogr. Monaco, n° 912, pp. 1-36, 14 fig.

BIGOT M. (1965) -
Contribution à l'étude du Tertiaire du bassin de Carcassonne. (Montagne d'Alaric-Minervois).
Thèse 3 ème Cycle Univ. Bordeaux, n° 337, 107 p., 35 pl., 2 cartes, 53 fig.

BILLIOT T., LINDER O. et RAULIN V. (1866) -
Projet de sondage artésien à Libourne; rapport sur les conditions dans lesquelles cette ville est placée.
Actes Soc. Linn Bordeaux, t. 26, 1er livre.

BLAYAC M.J. (1903) -
Feuille de Libourne.
C.R. Coll. Serv. Carte Géol. Fr., 1902, pp. 74-77.

BLAYAC M.J. (1906) -
Observations sur l'âge du Calcaire à Astéries.
Bull. Soc. Géol. Fr., 4, t. 6, pp. 479-480.

BLAYAC M.J. (1930) -
Aperçu de la répartition des faciès et du synchronisme des terrains tertiaires du bassin de l'Aquitaine au Nord de la Garonne et jusqu'à Castres.
Livre jubilaire Soc. Géol. Fr., t. 1, pp. 151-170.

BLONDEAU A. (1962 a) -
Etude sédimentologique pour un néostratotype du Lutétien.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp.21-26.

BLONDEAU A. (1962 b) -
Le Lutétien du Nord de l'Ile de France entre le Soissonnais et le Vexin.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 27-36.

BLONDEAU A. et CAVELIER C. (1962 a) -
Etude du Lutétien inférieur de St Leu d'Esserent (Oise).
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, pp. 55-63.

BLONDEAU A. et CAVELIER C. (1962 b) -
Etude du Lutétien inférieur à Boissy (Oise).
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, pp. 222-225.

BLONDEAU A. et POMEROL Ch. (1962) -
Contribution à l'étude sédimentologique de l'Eocène du Kent et du Hampshire.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 579-584.

BOILLOT G. et MILLOT G. (1962) -
Sur une formation «sidérolithique» en place sous le Lutétien au large de Roscoff.
C.R. Acad. Sci. Fr., 254, pp. 3008-3010.

BONNARD E., DEBOURLE A., HLAUSCHEK H., MICHEL P., PEREBASKINE V., SCHOEFFLER

J., SERONIE-VIVIEN R. et VIGNEAUX M. (1958) -
The Aquitanian bassin, South west France.
Bull. Amer. Ass. Petrol. géol., 1958, pp. 1091-1122, 9 figures.

BOSWELL P.G.M. (1923) -
The petrography of the Cretaceous and tertiary outliers of the West of England.
Quart. J. Geol. Soc. London, 79, pp. 205-230

BOURDON M. et LYS M. (1954) -
Microfaune des Marnes à *Ostrea longirostris Lmk*, Stampien de la carrière de La Souys-Floirac (Gironde).
C.R. Soc. Géol. Fr., 13, pp. 337-338.

BOUTOT B. (1964) -
Contribution à l'étude géologique du Blayais. Variations des faciès du Paléogène.
Dipl. études supér. Univ. Bordeaux, 63 p., 17 fig., 2 cartes.

BOUTOT B., KLINGEBIEL A. et LATOUCHE C. (1963) -
Le matériel argileux des formations éocènes de l'anticlinal de Blaye (Gironde).
P.V. Soc. Linn. Bordeaux, vol. 100, pp. 87-90.

BRADLEY W.F. (1940) -
The structural scheme of attapulgite.
Amer. Min., 25, pp. 405-410.

BRADLEY W.F. (1945) -
Molecular associations between montmorillonite and organic liquids.
J. Amer. Chem. Soc., 67, pp. 975-981.

BRADLEY W.F., GRIM R.E. et CLARK G.L. (1937) -
X. ray study ot montmorillonite.
Z. f. Krist., V. 97, pp. 216-222.

BRAJNIKOV B. (1944) -
Sur l'importance de la granulométrie pour l'étude quantitative des minéraux lourds dans un sédiment.
Bull. Soc. Géol. Fr., 5, 14, pp. 381-390.

BRAUNER K. et PREISINGER P. (1956) -
Struktur und Entstehung des sepioliths.
Tschermaks Min. Petr. Mitt., 12, pp. 120-140.

BRIDEN J.C. et IRVING E. (1963) -
Palaeolatitude spectra of sedimentary palaeoclimatic indicators. Problems in Paleoclimatology.
Palaeoclimates conference, Newcastle 1963, pp. 199-224.

BRINDLEY G.W. (1951) -
The kaolin minerals; «X. ray identification and structure of the clay minerals».
Min. Soc. Great-Britain, monograph.
Chap. II, pp. 32-75.

BRINDLEY G.W. (1961 a) -
Kaolin, serpentine and kindered minerals; «X. ray identification and structure of clay minerals».
Min. Soc. Great-Britain, monograph., pp. 51-131.

BRINDLEY G.W. (1961 b) -
Chlorite minerals. «X. ray identification and structure of clay minerals».
Min. Soc. Great-Britain, monograph., pp. 242-296.

BRINDLEY G.W. et GOODYEAR J. (1948) -
X. ray studies of halloysite and metahalloysite.
Min. Mag., 28, pp. 203-215

BRINDLEY G.W. et DE KIMPE C. (1961) -
Identification of clay minerals by simple crystal electron diffraction.
Amer. Min., 46, pp. 1005-1016.

BROWN G. (1955) -
Effect of isomorphous substitution on intensities of 001 reflections of mica.
Min. Mag., 30, pp. 657-665.

BROWN G. (1961) -
The X. ray identification and crystal structure of clay minerals.
Min. Soc. Great-Britain, monograph., 345 p.

CAILLERE S. et JOURDAIN M.A. (1946) -
Sur quelques particularités de la formation argileuse de Montguyon (Charente-Maritime).
Bull. Groupe. Fr. Argiles, t. VII, n° 2

pp. 31 - 37.

CAILLERE S. et HENIN S. (1961) -
Sépiolite. «X. ray identification and structure of clay minerals».
Min. Soc. Great-Britain, monograph., pp. 325 - 342.

CAILLERE S. et HENIN S. (1963) -
Minéralogie des argiles.
Masson édit., 355 p., 47 fig., 6 pl.

CANU F. (1895) -
Essai de paléogéographie. Texte et Atlas.
Imprimerie Verger et Baret. Paris.

CARALP M., KLINGEBIEL A., MOYES J., PUECHMAILLE C. et VILLATTE J. (1964) -
Etude sédimentologique et paléontologique du gisement du Four à chaux Saint-André à Villefort (Aude).
Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 99, pp. 7 - 35.

CARALP M., MOYES J., VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1960) -
L'extension orientale de l'anticlinal de Villagrains-Landiras (Bassin d'Aquitaine).
C.R. Soc. Géol. Fr., 1960, n° 9, pp. 226 - 227.

CARALP M., MOYES J. et VIGNEAUX M. (1959) -
La cuvette synclinale du Bas-Médoc.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, I, pp. 841 - 843.

CARALP M. et VIGNEAUX M. (1959 a) -
La géologie du Bazadais.
Actes Soc. Linn. Bordeaux, Vol. 98, pp. 1 - 23

CARALP M. et VIGNEAUX M. (1959 b) -
Etude paléotectonique du sous-sol du Porge (Gironde).
P.V. Soc. Sci. Phys. Nat. Bordeaux, 1959 - 60, pp. 24 - 30.

CARALP M. et VIGNEAUX M. (1960) -
Aspect structural du Médoc atlantique.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. II, pp. 796 - 800.

CARALP M. et VIGNEAUX M. (1961) -
Les modalités de la transgression du Miocène inférieur en Aquitaine.
C.R. Acad. Sci. Fr., pp. 2259 - 2261.

CARROLL D. (1953) -
Weatherability of zircon.
Journ. Sedim. Petrol., v. 23, pp. 106 - 116.

CAROZZI A. (1950) -
Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation.
Archives des Sciences, vol. 3, fasc. 1, pp. 17 - 40 et fasc. 2, pp. 95 - 146.

CHAIGNE M. (1964) -
Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du secteur Aigne-Tourouzelle, bassin tertiaire de Carcassonne (Aude).
Thèse 3 ème cycle Univ. Bordeaux, n° 289, 110 pages, 22 pl.

CHAVAN A. (1946) -
L'évolution des faunes marines de Mollusques dans le Nord-Ouest de l'Europe, de la fin du Crétacé à celle de l'Eocène.
Bull. Soc. Géol. Fr., 6, XVI, pp. 193 - 212.

CHOUX J. (1959) -
La cuvette de Landéan (Ille et Vilaine). Etude des sédiments et des formations résiduelles.
Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne, 1959, fasc. 2, pp. 1 - 34.

COGEN W.M. (1940) -
Heavy mineral zones of Louisiana and Texas Gulf-coast sediments.
Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., v. 24, pp. 2069 - 2101.

COLIN F. et DESCHAMPS M. (1964) -
Sur un nouveau gisement du sidérolithique dans l'Aubrac septentrional près de la Croix-Rouge (Aveyron).
C.R. Soc. Géol. Fr., (1964), fasc. 5, pp. 187 - 188.

DAMOUR A. et SALVETAT A. (1847) -
Hydrosilicate d'alumine trouvé à Montmorillon (Vienne).
Ann. chimie et physique, III, 21, pp. 376 - 383.

DELGADO M. (1961) -
Altéracion de una antigorita durante su

observacion con el microscopio electronico.
Congr. Intern. Geol., Copenhagen. Part. XXIV, pp. 60-63.

DEMANGEON P. et SITTLER C. (1963) -
Les minéraux argileux indicateurs de faciès, dans le Paléogène languedocien.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., t. 16, pp. 213-226

DESCHAMPS M. (1958) -
Analogies entre les grès et arkoses de la Brenne (Indre) et ceux de Cosne (Allier).
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 247, pp. 2167-2170.

DESCHAMPS M. (1962) -
L'altération des anatexites dans le Sidérolithique du Lembron (Puy-de-Dôme).
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 254, pp. 1831-1833.

DESCHAMPS M. (1963) -
Un processus goethitique de cuirassement dans le Sidérolithique du Bourbonnais (profil de Herisson, Allier).
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 257, pp. 464-467.

DESCHAMPS M. (1964) -
Remarques nouvelles sur la genèse et la position stratigraphique du Sidérolithique du Massif-Central.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 258, pp. 2694-2697.

DOUVILLE H. (1919) -
L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées.
Mém. Serv. Carte géol. Fr.

DRYDEN L. et DRYDEN C. (1946) -
Comparatives rates of some common heavy minerals.
Journ. Sedim. Petrol., vol. 16, pp. 91-96.

DUCASSE O. (1958) -
Les Ostracodes de l'Eocène du sous-sol bordelais: répartition, intérêt stratigraphique et paléogéographique.
Thèse 3 ème cycle, Univ. Bordeaux, n° 15, 135 p., 28 pl.

DUCASSE O. (1962) -
Biozones d'Ostracodes du Paléogène nord-aquitain.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 243-256.

DUCASSE O., KLINGEBIEL A., LABRACHERIE M., PRUD'HOMME J., PUECHMAILLE C. et VEILLON M. (1963) -
Contribution à l'analyse sédimentologique et paléontologique de la coupe de la Citadelle de Blaye (Gironde).
P.V. Soc. Linn. Bordeaux, vol. 100, pp. 130-140.

DUCASSE O., LABRACHERIE M. et VIGNEAUX M. (1961) -
La paléoécologie des Bryozoaires et Ostracodes fossiles dans l'interprétation biostratigraphique de l'Eocène moyen et supérieur au Nord de Bordeaux.
P.V. Soc. Linn. Bordeaux, vol. 99, pp. 13-26.

DUCASSE O., VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1960) -
La succession stratigraphique représentative du Nummulitique girondin dans le sous-sol de la presqu'île d'Ambès au Nord de Bordeaux.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, II, pp. 113-125.

DUMON J.C. (1964) -
Aspects sédimentologiques du Paléogène de l'Entre-deux-Mers.
Thèse 3 ème cycle Univ. Bordeaux, n° 267, 146 p., 21 fig., 17 pl.

DUMON J.C. et KLINGEBIEL A. (1962) -
Etude sédimentologique de quelques séries éocènes de la partie occidentale de l'Entre-deux-Mers.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 317-328.

DUPLAIX S. (1949) -
La couverture sédimentaire de l'Aber de Roscoff: les minéraux lourds.
Sédimentation et Quaternaire, Bordeaux 1949, Led-Sam Edit. Bordeaux, pp. 42-48.

DUPLAIX S. (1956) -

Etude pétrographique des formations meubles de la Gascogne, du Pays Basque et de leur littoral.
Mém. Soc. Géol. Fr., n° 77, 106 p., 23 tabl., 17 fig.

DUPLAIX S. et GUILLAUME S. (1962) -
Etude stratigraphique et minéralogique de formations tertiaires du Jura.
Rev. Géogr. Phys. et Géol. dynam., 2, vol. 5, pp. 37 - 54.

DURAND S. (1957) -
Le bassin tertiaire de Rennes a été occupé par un lac dès l'Eocène.
C.R. Acad. Sci. Fr., 245, pp. 2067 - 2069.

DURAND S. (1960) -
Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique.
Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne, n° 12, pp. 1 - 389.

DURAND S. (1962) -
Le Paléogène du Nord-Ouest de la France.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux, 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 517 - 529.

DURAND S., ESTEOULE J. et ESTEOULE-CHOUX J. (1962) -
Données nouvelles sur les formations de la minière de Rougé (Loire Atlantique).
C.R. Soc. Géol. Fr., n° 10, pp. 302 - 303.

DURAND S. et MILON Y. (1959) -
Sédimentation et évolution continentale au Crétacé et au Tertiaire, au Sud du Massif armoricain et en Bretagne.
Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne, fasc. 1, pp. 67 - 77.

ECKHARDT F.J. (1958) -
Electron optical studies of clay sediments.
Neues J. b. Miner., M. h., pp. 1 - 17.

ENJALBERT H. (1960) -
Les Pays Aquitains. T.I. Le modelé et les sols.
Bière Imp., Bordeaux, 616 p., 103 fig., 47 pl.

ERHART H. (1956) -
La genèse des sols en tant que phénomène géologique.
Masson Edit., Paris, 83 p.

ESTEOULE-CHOUX J. (1962) -
Etude comparée de la sédimentation argileuse dans les bassins de Cambon et de Saffré (Loire-Atlantique).
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 503 - 513.

FABRE A. (1939) -
Description géologique des terrains tertiaires du Médoc.
Thèse Sci. Bordeaux, Drouillard Imp. Bordeaux, 525 p., 17 pl., 57 fig.

FALLOT E. (1889) -
Présentation d'une carte géologique de la Gironde.
P.V. Soc. Linn. Bordeaux, t. 43, pp. 16 - 17.

FAMECHON C. (1961) -
Contribution à l'étude géologique des formations du Mésozoique de l'anticlinal de Chapdeuil-La Tour Blanche (Dordogne).
Thèse 3 ème cycle, Univ. Bordeaux, n° 120, 105 p., 20 pl., 17 fig.

FRANZEN G., MULLER-HESSE H. et SCHWEITE H.E. (1955) -
Struktur des montmorillonits.
Naturwissenschaften, 42, 176.

FREYTET P. (1964) -
Le Vitrollien des Corbières orientales. Réflexions sur la sédimentation «lacustre» nord-pyrénéenne. Divagation fluviatile, Biosrhéxistasie, Pédogénèse.
Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., (2), vol. VI, fasc. 3, pp. 179 - 199.

GOSSELET Y. (1863) -
Observations sur l'âge du Calcaire de Blaye.
Bull. Soc. Géol. Fr., (2), 20, pp. 191 - 194.

GRANDMAISON M.J. (1964) -
Les minéraux lourds des affleurements classiques de l'Eocène du Blayais.
Dipl. Et. Sup. Univ. Bordeaux, 68 p., 11 pl., 2 fig.

GRATELOUP D. (1828-1835) -
Tableau des coquilles fossiles des terrains tertiaires des environs de Dax (Landes).
Actes. Soc. Linn. Bordeaux, t. 2, pp. 72-109, 123-158, 192-204; t. 5, pp. 132-171, 263-282, 314-344; t. 6, pp. 31-48, 90-100, 159-164, 188-212, 270-320; t. 7, pp. 101-114.

GRIFFIN J. (1962) -
Regional clay mineral facies. Products of weathering intensity and current distribution in the north-easter Gulf of Mexico.
Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, pp. 737-767.

GRIM R.E. (1953) -
Clay mineralogy.
Mc Graw Hill. Edit., 384 p.

GRIM R.E. (1958) -
Concept of diagenesis in argilaceous sediments.
Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 42, pp. 246-253.

GRIM R.E. (1962) -
Applied clay mineralogy.
Mc Graw Hill. Edit., 422 p.

GRIM R.E., DIETZ R.S. et BRADLEY W.F. (1949) -
Clay mineral composition of some sediments of the pacific ocean of the California Coast and the Gulf of California.
Bull. Geol. Soc. Amer., 60, pp. 1785-1808.

GRIM R.E., BRADLEY W.F. et BROWN G. (1951) -
The mica clay minerals, «X. ray identification and structure of clay-minerals.
Min. Soc. Great-Britain, monograph., pp. 138-172.

GRIM R.E., BRAY M. et BRADLEY W.F. (1937) -
The mica in argilaceous Sediments.
Amer. Min., 22, pp. 813-829.

GROVES A.W. (1929) -
The unroofing of the Dartmoor granite and the distribution of its detritus in the sediments of southern England.
Quart. Journ. Geol. Soc. London, 87, pp. 62-96.

GRUNER J.W. (1934) -
The structure of vermiculites and their collapse by dehydratation.
Amer. Min., 19, p. 557-575.

GUBLER Y. (1943) -
Remaniement d'une microfaune du Crétacé dans le Lutétien de Treziers (Aude).
C.R. Soc. Géol. Fr., 1943, pp. 96 - 98.

HAMMEN T. (Van der) (1961) -
Upper Cretaceous and Tertiary climatic periodicities and their causes.
Am. N.Y. Acad. Sci., 95, pp. 440 - 448.

HARRISSON J.L. et GREENBERG S.S. (1962) -
Dehydratation of fully hydrated halloysite from Lauwrence County, Indiana.
Clays and Clay minerals, 9 th., Conf., pp. 374 - 377.

HENDRICKS S.B. (1938) -
On structure of the clay minerals : Dickite, Halloysite, and hydrated halloysite.
Amer. Min., 23, pp. 295 - 301.

HENDRICKS S.B. et JEFFERSON M.E. (1938) -
Structure of vermiculites and mixed vermiculite-chlorites.
Amer. Min., 24, pp. 729-771.

HOFFMANN R.W. et BRINDLEY G.W. (1961) -
Adsorption of ethylene-glycol and glycerol by montmorillonite.
Amer. Min., 46, pp. 450-452.

HOFFMANN U., ENDELL K. et WILM D. (1933) -
Kristallstruktur und Quellung von Montmorillonit.
Zeitschr. Krist., 86, pp. 340-348.

HUMBERT R.P. et SCHAW B. (1941) -
Studies of clay particles with the electron microscope.
Soil. Sci., 52, pp. 481-487.

ISRAELSKY M.C. (1949) -
Oscillation chart.
Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., vol. 33, pp. 92-98.

JACQUOT E. (1864) -
Description géologique des falaises de

Biarritz, Bidart, Guéthary et Saint-Jean-de-Luz (Basses-Pyrénées).
Actes Soc. Linn. Bordeaux, t. 25, pp. 1-58.

JOHNS W.D. et GRIM R.E. (1958) -
Clay mineral composition of recent sediments from the Mississipi river delta.
Journ. Sédim. Petrol., 28, pp. 186 - 199.

JOUANNET F. (1830) -
Découverte de Paleotherium dans les couches de la Molasse des environs de Bordeaux.
Bull. Soc. Géol. Fr., 1, p. 43.

JOUANNET F. (1830) -
Considérations générales sur les terrains tertiaires de la Gironde.
Actes Soc. Linn. Bordeaux, t. 4, pp. 171-180.

JULIUS Ch., MOYES J. et VIGNEAUX M. (1959) -
Existence d'un petit synclinal helvétien entre Bordeaux et le bassin d'Arcachon.
C.R. Soc. Géol. Fr., 8, pp. 233 - 234.

KIMPE C. (de), GASTUCHE M.C. et BRINDLEY G.W. (1961) -
Ionic coordination in alumino-silicic gels in relation to clay mineral formation.
Amer. Min., 46, pp. 1370-1381.

KLEIN Cl. (1962) -
Roches «malades», minerais de minières et grès ladères dans la région de Châteaubriand (Loire-Atlantique).
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 254, pp. 2195 2197.

KLINGEBIEL A. (1961) -
Lithostratigraphie comparée des formations éocènes de la basse vallée de la Dordogne.
Thèse 3 ème cycle Univ. Bordeaux, n° 98, 81 p., 8 fig., 14 pl.

KLINGEBIEL A. (1962) -
Analyse séquentielle et lithostratigraphique du Paléogène nord-aquitain.
C.R. Acad. Sci. Fr., 254, pp. 2035-2037.

KLINGEBIEL A. (1963) -
Observations sur la sédimentation argileuse du début des temps tertiaires en Aquitaine.
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. V, pp. 303-306.

KLINGEBIEL A. (1964) -
Présence de «montmorillonite à une couche d'eau interfoliaire» dans la série paléogène du forage de Coutras.
P.V. Soc. Sci. Phys. Nat. Bordeaux, séance du 23.1.64, pp. 148-153.

KLINGEBIEL A. et LALANNE de HAUT J.P. (1962) -
Sédimentologie et paléogéographie des «Sables inférieurs »du Bordelais.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 341-351.

KLINGEBIEL A. et LAPIERRE F. (1962) -
Répartition des faciès et lithostratigraphie de l'Eocène dans la partie nord-est du bassin d'Aquitaine.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 353-360.

KLINGEBIEL A. et LATOUCHE C. (1962) -
Etude cristallographique des illites dans les terrains paléogènes du Bordelais: Application stratigraphique.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 467-477.

KLINGEBIEL A. et LATOUCHE C. (1964) -
Aspects généraux de la sédimentation argileuse dans les faciès littoraux du Paléogène nord-aquitain.
IV. Intern. Congr. Amsterdam 1963. Developments in Sedimentology, vol. 1, Deltaic and Shallow Marine Deposits, pp. 200-206.

KLINGEBIEL A., NOBREGA-COUTHINO P. et PUECHMAILLE Ch. (1964) -
Contribution à l'étude pétrographique et lithostratigraphique des calcaires oligocènes de la Gironde.
Actes Soc. Linn. Bordeaux, vol. 100, pp. 255-262.

KLINGEBIEL A. et PONS J.C. (1962) -
Les atterrissements continentaux au Nord du bassin aquitain.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 327 - 331.

KLINGEBIEL A., VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1962) -
Mise en évidence et correspondance de séquences faunistiques et lithologiques dans le Paléogène nord-aquitain.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 254, pp. 1113 - 1115.

KLINGEBIEL A. et VIGNEAUX M. (1964) -
Esquisse structurale du Paléogène nord-aquitain.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 258, pp. 1553 - 1555.

KRUMBEIN W.C. (1948) -
Lithofacies maps and regional sedimentary stratigraphic analysis.
Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 32, pp. 1909 - 1923.

KRUMBEIN W.C. (1956) -
Regional and local components in facies maps.
Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., v. 40, pp. 2163 - 2194.

KRUMBEIN W.C. (1959) -
Trend surface analysis of contour-type maps with irregular control point spacing.
Journ. Geophy. Research, v. 64, pp. 823 - 834.

KRUMBEIN W.C. (1962) -
Open and closed number system in stratigraphic mapping.
Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., v. 46, pp. 2229 - 2245.

KRUMBEIN W.C. et PETTIJOHN F.J. (1938) -
Manual of sedimentary petrography.
Appleton century crofts Edit. N.Y., 549 p., 265 fig.

KRUMBEIN W.C. et SLOSS L.L. (1958 a) -
Stratigraphy and Sedimentation.
Freemann and Co. Edit. San Francisco, 497 p., 114 fig.

KRUMBEIN W.C. et SLOSS L.L. (1958 b) -
High-speed digital computers in stratigraphic and facies analysis.
Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., v. 42, pp. 2650 - 2669.

KUBLER B. (1961) -
Sur quelques interstratifiés irréguliers mica-montmorillonite.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., t. 14, fasc. 4, pp. 173 - 178.

KUBLER B. (1962) -
Analyse critique du dosage des argiles et de la kaolinite-chlorite en particulier.
Rapport interne, C.F.P., 22,10,1962.

KULBICKI G. (1953) -
Sur les conditions de cristallisation de minéraux kaoliniques dans le Sidérolithique d'Aquitaine.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 237, pp. 194 - 196.

KULBICKI G. (1957) -
Constitution et genèse des sédiments argileux sidérolithiques et lacustres du Nord et du Nord-Est de l'Aquitaine.
Sciences de la Terre, t. IV, n° 1-2, pp. 5 - 101.

LABRACHERIE M. (1961) -
Les Bryozoaires éocènes du sous-sol du Bordelais. Observations paléontologiques et biostratigraphiques.
Thèse 3 ème cycle, Univ. Bordeaux, n° 104, 210 p., 19 pl., 6 tabl.

LAFITTE S. (1961) -
Géologie sédimentaire du Mésozoique de l'anticlinal de Mareuil (Dordogne).
Thèse 3 ème cycle, Univ. Bordeaux n° 90, 120 p., 18 fig., 6 cartes, 12 pl.

LALANNE de HAUT J.P. (1962) -
Etude sédimentologique des «Sables inférieurs» du Bordelais.
Thèse 3 ème cycle, Univ. Bordeaux, n° 151, 154 p., 38 pl., 26 fig.

LAPIERRE F. (1962) -
Etude sédimentologique et lithostrati-

(1) Thèse soutenue en 1953, Publiée dans le t. IV de Sciences de la Terre paru en 1957.

graphique des formations paléogènes de la bordure nord-est du bassin d'Aquitaine. *Thèse 3 ème cycle, Univ, Bordeaux,* n° 157, 135 p., 23 pl.

LE DANOIS Ed. (1950) -
Le rythme des climats dans l'histoire de la Terre et de l'Humanité.
Payot édit., Paris, 204 p., 18 fig.

LEVORSEN A.I. (1933) -
Studies in paleogeology.
Amer. Ass. Petrol. Geol., v. 17, pp. 1107-1132.

LOMBARD A. (1956) -
Géologie sédimentaire: Les séries marines.
Masson Edit., Paris, 718 p., 180 fig.

LONGCHAMBON H. (1937) -
Sur certaines caractéristiques de la sépiolite d'Ampandrandava. Discussion sur la formule des sépiolites.
Bull. Soc. Fr. Min., 60, pp. 232 - 276.

LONGUET-ESCARD J., MERING J. et BRINDLEY G.W. (1961) -
Etude des profils des bandes de diffraction dans la montmorillonite. Influence de l'hydratation et de la nature des cations échangeables.
Intern. Geol. Congr. Copenhaguen, 1960, Part. XXIV, pp. 17-27.

LOTZE F. (1963) -
The distribution of evaporites in space and time.
Problems in Paleoclimatology, Paleoclimates conf. Newcastle, pp. 491-507.

LUCAS J. (1962) -
La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation; études sur les argiles du Trias.
Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., n° 23, 202 p., 49 fig., 31 tabl.

LUCAS J., CAMEZ T. et MILLOT G. (1959) -
Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., t. 12, fasc. 2, pp. 21-31.

LUCAS J. et JEHL G. (1961) -
Etude de l'action de la chaleur sur la chlorite et la kaolinite par diffraction des rayons X; application à la distinction de ces deux minéraux.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., t. 14, fasc. 4, pp. 159-172.

MAC EWAN, D.M.C. (1948) -
Les minéraux argileux de quelques sols écossais.
Verres et silic. industr., 13, pp. 41 - 46.

MAC EWAN, D.M.C. (1961) -
«X. ray identification and cristal structure of clay minerals».
Min. Soc. Great-Britain, Monograph., pp. 143-207.

MAC EWAN, D.M.C., RUIZ AMIL A. et BROWN G. (1961) -
Interstratified clay minerals: «X. ray identification and cristal structure of clay minerals».
Min. Soc. Great-Britain, Monograph., pp. 393-445.

MANGIN J.Ph. (1957) -
Remarques sur le terme Paléocène et sur la limite Crétacé-Tertiaire.
C.R. Soc. Géol. Fr., 1957, n° 14, pp. 319-321.

MANGIN J.Ph. (1959) -
Données nouvelles sur le Nummulitique pyrénéen.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. 9, pp. 16 - 30.

MATHERON Ph. (1867) -
Note sur les dépôts tertiaires du Médoc et des environs de Blaye, et sur leurs rapports avec les couches fluvio-lacustres du N.E. de l'Aquitaine et avec les lambeaux tertiaires des environs de Nantes.
Bull. Soc. Géol. Fr., 2, t. 24, pp. 827-839.

MATHIESON A.M. (1958) -
-Mg- vermiculite: a refinement and re-examination of the crystal structure of the 14,3 Å phase.
Amer. Min., 43, pp. 216-227.

MATHIEU G. (1937) -
Recherches géologiques sur les terrains paléozoiques de la région vendéenne. Stratigraphie et tectonique.
Santai Imp. Lille, 321 p., 68 fig.

MAUREL P. (1963) -
Etude minéralogique et géochimique des formations argileuses des environs de St Affrique (Aveyron).
Bull. Soc. Fr. Min., t. 85, pp. 329-374.

MENGAUD L. (1926) -
Sur quelques sondages profonds dans le bassin d'Aquitaine.
Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 54, pp. 122-142.

MERING J. (1949) -
L'interférence des rayons X dans quelques systèmes à stratification désordonnée.
Acta crystà., 2, pp. 371-377.

MERING J. (1962) - In LUCAS J. (1962) -
Remarques sur les minéraux argileux interstratifiés et leur genèse. Discussion.
Coll. Int. C.N.R.S., 105, «Genèse et synthèse des argiles», Paris, 1961, pp. 177-190.

MICHEL J.P. (1961) -
Contribution de la Sédimentologie à la Stratigraphie de l'Eocène inférieur dans le Sud-Est du bassin parisien.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. 3, pp. 580-587.

MILLOT G. (1957) -
Des cycles sédimentaires et de trois modes de sédimentation argileuse.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 244, pp. 2536-2539.

MILLOT G. (1963) -
Géologie des argiles.
Masson Edit., Paris, 499 p.

MILLOT G., CAMEZ T. et BONTE A. (1957) -
Sur la montmorillonite dans les craies.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., t. 10, fasc. 2, pp. 25-26.

MILLOT G. PERRIAUX J. et LUCAS J. (1961) -
Signification climatique de la couleur rouge des grès permotriasiques et des grandes séries détritiques rouges.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., t. 14, fasc. 4, pp. 91-100.

MILNER H.B. (1922) -
Pliocene deposits of Cornwall. (Petrography and correlation).
Quart. Journ. Geol. Soc., 78, 1922, pp. 348-372.

MILNER H.B. (1962)
Sedimentary petrography.
t. II, 705 p., 82 fig., 71 pl., 20 tabl., Allen and Unwin Edit. London.

MILON Y. (1932) -
L'extension des formations sidérolithiques éocènes dans le centre de la Bretagne.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 194, pp. 1360-1361.

MULLER J.E. (1943) -
Sediment petrologie van het dekgebergte in Limburg.
Meded. Geol. Sticht., série C, 112, n° 2.

NAGELSHMIDT G. (1938) -
Structure of attapulgite.
Nature, Lond., 142, pp. 114-115.

NICOLAS J. (1956) -
Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons.
Thèse Sciences, Univ. Paris, 254 p.

OBERLIN A. (1962) - in GASTUCHE M.C. et De KIMPE C.
La genèse des minéraux argileux de la famille du kaolin.
Coll. int. C.N.R.S., 105, «Genèse et synthèse des argiles». Paris 1961, pp. 67-82.

OBERLIN A., TCHOUBAR C., SCHILLER C., PEZERAT H. et KOVACEVIC S. (1962) -
Etude du fire-clay produit par altération de la kaolinite et de quelques fire-clays naturels.
Coll. int. C.N.R.S., 105, «Genèse et synthèse des argiles», Paris 1961, pp. 45-55.

ORCEL J. (1927) -
Recherches sur la composition chimique des chlorites.
Bull. Soc. Fr. Min. Crist., 50, pp. 75 - 426.

PAQUET H., MAINGNEN R. et MILLOT G. (1961) -
Les argiles des sols des régions tropicales semi-humides d'Afrique occidentale.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 14, pp. 111 - 129.

PEDRO G. (1958) -
Etude par voie expérimentale du processus de formation d'éléments fins par altération des roches à l'aide d'eau pure.
Bull. Gr. Fr. Argiles, t. X, n° 5, pp. 45 - 60.

PETTIJOHN F.J. (1941) -
Heavy minerals and geologic age.
Journ. Geol., vol. 49, pp. 616 - 625.

PETTIJOHN F.J. (1957) -
Sedimentary rocks.
Harper. B. Edit. N.Y., 717 p., 119 tabl., 173 fig.

PINSAK A.P. et MURRAY H.H. (1960) -
Regional clay minerals patterns in the Gulf of Mexico.
Clays and clay minerals, 7 th. nat. conf., 1958, pp. 162 - 177.

POMEROL Ch. (1961) -
Etude sédimentologique et micropaléontologique des sables bruxelliens et lédiens à Forest.
Bull. Soc. belge Geol. Paleont. Hydrol., 70, pp. 151 - 165.

POMEROL Ch. (1962 a) -
Le Bartonien du bassin de Paris: interprétation stratigraphique et essai de corrélation avec les bassins de Belgique et du Hampshire.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 153 - 168.

POMEROL Ch. (1962 b) -
Contribution sédimentologique à la stratigraphie du Bartonien dans le bassin de Paris.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 169 - 173.

POMEROL Ch. (1963 a) -
Présence de niveaux de sépiolite et d'attapulgite dans les formations de Ducy et de Mortefontaine (Bartonien moyen = Marinésien) à Crépy-en-Valois (Oise).
C.R. Soc. Géol. Fr., 1963, pp. 123 - 125.

POMEROL Ch. (1963 b) -
Origine et conditions de sédimentation des dépôts sableux et argileux dans le Golfe bartonien du bassin de Paris.
6 th Intern. Congr. Sedim. Amsterdam 1963, *Developpements in Sedimentology*, vol. 1, pp. 323 - 329.

PONS J.C. (1964) -
Etude sédimentologique des formations paléogènes de la bordure nord du bassin aquitain entre la vallée de l'Isle et la côte atlantique.
Thèse 3 ème cycle, Univ. Bordeaux, n° 222, 171 p., 36 pl., 12 fig., 7 cartes.

PRUD'HOMME R. et GOTTIS M. (1962) -
Considérations sur la géomorphologie des pays aquitains; configuration hydrographique et déformations structurales récentes.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 479 - 482.

PRYOR W.A. et GLASS H.D. (1961) -
Cretaceous-tertiary clay mineralogy of the upper Mississipi embayment.
Journ. sedim. Petrol., 31, pp. 38 - 51.

PUJOS M. (1962) -
Observations paléoécologiques sur la répartition des Foraminifères dans divers faciès littoraux de l'Eocène moyen et supérieur nord-aquitain.
Thèse 3 ème cycle, Univ. Bordeaux, n° 169, 94 p., 10 pl., 15 fig.

RADOSLOVICH E.W. (1960) -
The structure of muscovite, $K, Al_2 (Si_3Al), O_{10}, OH_2$,

Acta Cryst., 13, pp. 919 - 932.

RAULIN V. (1848) -
Age relatif des dépôts marins du bassin tertiaire de la Gironde.
Bull. Soc. Géol. Fr., 2, t. V, pp. 111 - 118.

RAYNAL P. (1953) -
Etude pétrographique des calcaires concrétionnés de la Limagne.
Rev. Sci. Nat. Auvergne, pp. 29 - 37.

READ C.B. et WOOD G.H. (1947) -
Distribution and correlation of Pennsylvanian rocks in late Paleozoic sedimentary bassins of northern New-Mexico.
Journ. Geol., v. 55, pp. 220 - 235.

REASIDE J.D. (1959) -
Stability of index minerals in soils with particular reference to quartz, zircon and garnet.
Journ. Sediment. Petrol., v. 29, pp. 493 - 502.

RECHINIAC A. (1962) -
Etude sédimentologique des principales formations détritiques du Paléogène aquitain.
Thèse 3 ème cycle, Univ. Bordeaux, n° 156, 63 p., 13 tabl., 15 pl.

REID E.M. et CHANDLER M.E.J. (1933) -
The London clay flora.
British Museum Public., London.

REPELIN J. (1920) -
Quelques observations sur le Tertiaire du Bordelais à l'occasion de la réunion de la Société géologique de France.
C.R. Soc. Géol. Fr., 17, pp. 212 - 213.

RICHARD M. (1946) -
Contribution à l'étude du bassin d'Aquitaine. Les gisements de Mammifères tertiaires.
Mém. Soc. Géol. Fr., n° 52, 380 p., 52 fig.

RICHTER-BERNBURG G. (1950) -
Engraümige Tiefenunterscheide im Zechstein-Salzbecken; ein abnormes Profil der Salz-folge unter dem Roten Ton in Salzstoch von Benthe, Hannover.
Zeitchr. Deutsh. Geol. Ges., 101, pp. 184-196.

RITTENHOUSE G. (1943) -
The transportation and deposition of heavy minerals.
Bull. Geol. Soc. Amer., 54, pp. 1725 - 1780.

RIVIERE A., VERNHET S. et VAN DER MAREL H.W. (1961) -
Sur les «illites gonflantes». Identification, analogies et nomenclature.
C.R. Acad. Sci. Fr., 253, pp. 159 - 161.

RIVIERE A., VISSE L., FRIDMAN R. et VERNHET S. (1955) -
Nouvelles recherches sur les argiles sédimentaires.
Bull. Gr. Fr. Argiles, 6, pp. 13 - 22.

ROSS C.S. et HENDRICKS S.B. (1945) -
Minerals of the montmorillonite group, their origin and relations to soils and clays.
U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, 250 B, pp. 23 - 79.

ROUAULT J. (1848) -
Description des fossiles du terrain éocène des environs de Pau.
Bull. Soc. Géol. Fr., 2, 5, pp. 204 - 210.

ROUSSEAU P. (1962) -
Les Foraminifères dans l'interprétation stratigraphique et paléogéographique du passage Crétacé-Eocène au Nord de l'Aquitaine (Médoc).
Thèse 3 ème cycle, Univ. Bordeaux, n° 135.

SABATIER G. (1962) - in LUCAS J. (1962) -
Remarques sur les minéraux argileux interstratifiés et leur genèse. Discussion.
Coll. intern. C.N.R.S., 105, «Genèse et synthèse des argiles», Paris 1961, pp. 177-190.

SARRAILH P. (1961) -
Etude sédimentologique du Miocène du Bordelais.

Thèse 3 ème cycle, Univ. Bordeaux, n° 114, 110 p., 12 pl., 4 fig.

SCHOELLER H. (1941 a) -
Etude sur le Sidérolithique du Lot et du Lot-et-Garonne.
Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 206, t. XLIII, pp. 1 - 17.

SCHOELLER H. (1941 b) -
Les conditions de formation des Molasses et du Sidérolithique de la bordure nord-est du bassin d'Aquitaine.
C.R. Soc. Géol. Fr., XI, pp. 32 - 34.

SCHOELLER H. (1947) -
Sur la formation des argiles sidérolithiques du Lot et du Lot-et-Garonne.
Bull. Soc. Géol. Fr., XVII, p. 97.

SCHOELLER H. (1948) -
Les affleurements du Paléocène du bassin d'Aquitaine dans la région de St Bonnet et de St Thomas de Conac (Charente-Maritime).
Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. XLVII, n° 225, pp. 155 - 156.

SCHOELLER H. (1956) -
Les limites septentrionales de l'Eocène du bassin d'Aquitaine.
Bull. Soc. Géol. Fr., VI, pp. 218 - 223.

SCHWARZBACH M. (1961) -
The climatic history of Europe and North America, in NAIRN J. (1961).
Descriptive paleoclimatology Interscience Edit. London, pp. 255 - 291.

SEWARD A.C. (1959) -
Plant life through the ages.
HAFNER Edit., N.Y., 603 p., 139 fig.

SINDOWSKI F.K.H. (1949) -
Results and problems of heavy-minerals analysis in Germany; a review of sedimentary-petrological papers, 1936-1948.
Journ. Sediment. Petrol., 19, pp. 3 - 25.

SITTLER C. (1962) -
Relations sédimentologiques entre les divers bassins oligocènes de l'Est de la France.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.,* n° 28, pp. 531 - 544.

SLANSKY M. (1962) -
Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo.
Mémoires du B.R.G.M., n° 11, 270 p., 91 fig., 8 pl., 1 carte.

SLOSS L.L. DAPPLES E.C. et KRUMBEIN W.C. (1960) -
Lithofacies maps, an atlas of the United States and Southern Canada.
Wily Edit. London, N.Y.

SMITHSON F. (1941) -
The alteration of detrital minerals in the Mesozoic rocks of Yorkshire.
Geol. Mag., v. 78, pp. 97 - 112.

STANLEY D.J. (1961) -
Etudes sédimentologiques des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux.
Rev. Inst. Fr. Petr., 16, pp. 1231 - 1254.

STANLEY D.J. (1963) -
Distribution and lateral variability of heavy-minerals in the Annot sandstones.
6 th Intern. Sedim. Congr., Developments in Sedimentology, vol. 1, pp. 388 - 398.

STEINBERG M. (1961) -
Nature minéralogique de la fraction argileuse des sédiments sidérolithiques et des argiles de décalcification de la feuille de Poitiers.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 253, pp. 148 - 150.

STEVENS R.E. (1945) -
A system for calculating analysis of mica and related minerals to end members.
Geol. Surv. Bull., 950, pp. 101 - 113.

TERMIER H. et TERMIER G. (1952) -
Histoire géologique de la biosphère.
Masson Edit. Paris.

TWENHOFEL W.H. (1950) -
Principles of sedimentation.
Mac Graw Hill Edit. N.Y., 673 p., 81 fig.

VAN ANDEL Tj. H. (1950) -
Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. A heavy mineral study of river sand from the drainage area of the Rhine.
Geol. Lab. Agric. Univ. Wagenningen, 129 p.

VAN ANDEL Tj. H. (1959) -
Reflections on the interpretation of heavy mineral analysis.
Journ. Sediment. Petrol., v. 29, pp. 153-163.

VAN ANDEL Tj. H. et POOLE D. M. (1960) -
Sources of recent sediments in the northern gulf of Mexico.
Journ. Sediment. Petrol., vol. 30, pp. 91-122.

VASSEUR G. (1891) -
Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Sud-Ouest.
Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. 2, pp. 16-19.

VATAN A. (1945) -
Etude minéralogique des provinces distributives du matériel sédimentaire d'Aquitaine.
Bull. Soc. Géol. Fr., t. 15, pp. 657-670.

VATAN A. (1947) -
La sédimentation continentale tertiaire dans le bassin de Paris méridional.
Thèse Sci. Univ. Paris, 215 p., 7 pl., 30 fig.

VATAN A. (1950) -
Réthmes de sédimentation en Aquitaine au Crétacé et au Tertiaire.
Intern. Géol. Congr. London 1948, part. 4, pp. 74-82.

VATAN A., ROUGE P.E. et BOYER F. (1947) -
Etudes sédimentologiques et pétrographiques dans le Tertiaire subalpin et jurassien de Savoie et des régions limitrophes.
Rev. Inst. Fr. Petr., XII, nº 4, pp. 468-480.

VEENSTRA H.J. (1963) -
Microscopic studies of boulder clays. *Thesis, Groningen,* 211 p., 29 fig., IX tabl.

VEILLON M. (1962) -
Les zones de Foraminifères du Paléogène nord-aquitain et leur valeur stratigraphique.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.,* nº 28, pp. 227-241, 1 pl.

VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1955 a) -
Caractères paléogéographiques de l'Eocène moyen dans le pays bordelais.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 241, pp. 1597-1599.

VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1955 b) -
Les couches de passage de l'Eocène inférieur au Lutétien sous Bordeaux.
C.R. Soc. Géol. Fr., 1955, pp. 15-16.

VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1956) -
Une nouvelle zone anticlinale profonde au S.E. de Bordeaux.
A.R. Acad. Sci. Fr., t. 242, pp. 153-154.

VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1959) -
Le prolongement occidental de la faille de Bordeaux.
C.R. Soc. Géol. Fr., nº 8, pp. 211-212.

VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1961 a) -
Les phases sédimentaires du Lutétien marin dans le Nord de l'Aquitaine occidentale.
C.R. Soc. Géol. Fr., nº 5, pp. 129-130.

VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1961 b) -
La limite de la transgression marine du Lutétien dans la zone Nord-Est du bassin nummulitique girondin.
C.R. Soc. Géol. Fr., nº 4, pp. 94-95.

VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1961 c) -
La faille de St-Médard en Jalles, nouvel accident structural majeur du sous-sol bordelais.
C.R. Soc. Géol. Fr., nº 1, pp. 13-14.

VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1961 d) -
Stratigraphie des calcaires de Blaye (Gironde).
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 252, pp. 2575-2577.

VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1961 e) -
Traits paléogéographiques majeurs de l'Eocène nord-aquitain.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 253, pp. 1711 - 1713.

VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1961 f) -
L'accident de Castelnau de Médoc sur le flanc sud de l'anticlinal de Blaye-Listrac (Gironde).
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 252, pp. 1175-1177.

VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1963 a) -
Présence d'une anomalie structurale d'orientation varisque dans le sous-sol du bordelais.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 256, pp. 4693-4695.

VEILLON M. et VIGNEAUX M. (1963 b) -
Sur la paléoécologie des Discocyclines de l'Eocène inférieur du bassin de Bordeaux.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 257, pp. 2309-2312.

VERNET J.P. (1957) -
Etude pétrographique des sédiments argileux oligo-miocènes de la molasse de la région de Lauzanne.
Rev. Inst. Fr. Petr., XII, n° 4, pp. 481 - 488.

VIGNEAUX M. (1953 a) -
L'anomalie tectonique profonde de Carcans. (Gironde).
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 256, pp. 950 - 951.

VIGNEAUX M. (1953 b) -
L'anticlinal de Villagrains-Landiras.
Public. B.R.G.M., n° 11, 32 p.

VIGNEAUX M. (1953 c) -
La ride anticlinale profonde de Lacanau-Océan-Le Porge.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 236, pp. 503 - 504.

VIGNEAUX M. (1954 a) -
Les marches tectoniques profondes de la région bordelaise.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 238, pp. 2105 - 2106.

VIGNEAUX M. (1954 b) -
Découverte d'un nouvel accident anticlinal aux environs de Bordeaux.
C.R. Acad. Sci. Fr., t. 238, pp. 2010 - 2012.

VIGNEAUX M. (1956) -
La ride de Villagrains-Landiras et son influence géomorphologique.
P.V. Soc. Sci. Phys. Nat. Bordeaux, 10 Janv. 1956, 6 p.

VIGNEAUX M. (1962) -
Le bassin d'Aquitaine.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962, *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, pp. 177 - 226.

VIGNEAUX M., VEILLON M. et KLINGEBIEL A. (1962) -
Le principe de compatibilité: Nouvelle méthode d'interprétation biostratigraphique du Paléogène.
P.V. Soc. Linn. Bordeaux, t. XCIX, pp. 138 - 153.

VIGNEAUX M., VEILLON M. et MOYES J. (1956) -
Etude géologique du sous-sol de Bordeaux.
Public. B.R.G.M., n° 19, 60 p., 8 fig., 3 tabl., 4 coupes.

VISSE L. (1952) -
Genèse des gites phosphatés du Sud-Est algéro-tunisien.
XIX ème Congr. Géol. Inter. Alger, Monogr. reg., n° 27, pp. 1 - 58.

WADA K. (1961) -
Lattice expansion of kaolinite minerals.
Amer. Min., 46, pp. 78 - 91.

WALKER G.F. (1950) -
Trioctaedral minerals of soil-clays in North-East Scotland.
Min. Mag., 29, pp. 72 - 84.

WALKER G.F. (1958) -
Reactions of expanding-lattice clay-minerals with glycerol and ethylene - glycol.
clay Min. Bull., 3, pp. 302 - 313.

WALKER G.F. (1961) -
Vermiculite minerals. X. ray identification and structure of clay minerals.
Min. Soc. Great-Britain. Monograph., pp. 297 - 324.

WEAVER C.E. (1956) -
Mixed-layer clays in sedimentary rocks.
Amer. Min., 41, pp. 202 - 221.

WEBER J.N. et SMITH E.G. (1961) -
Rapid determination of calcite-dolomite ratio in sedimentary rocks.
Journ. Sedim. Petrol., v. 31, pp. 130 - 132.

WELLER J.M. (1930) -
Cyclic sedimentation in the Pennsylvanian and its significance.
Journ. Geol., v. 38, pp. 97 - 135.

WHEELER H.E. et MALLORY V.S. (1956) -
Factors in lithostratigraphy.
Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 40, pp. 2711 - 2723.

WHITE J.L., BRONSON R.D. et BAILEY G.W. (1961) -
X. ray diffraction method for determination of the degree of weathering of micaceous clay minerals in soils.
2 nd. conf. clay. Min. Petr., Prague, *Acta Universitatis Carolinae*, pp. 351 - 359.

YODER H.S. et EUGSTER H.P. (1955) -
Synthetic and natural muscovite.
Geochim. Cosmochim. Acta, 8, pp. 225 - 280.

LISTE DES CARTES

1 - Structure tectonique du Médoc d'après FABRE (1939). 10
2 - Cadre structural du Paléogène nord-aquitain 15
3 - Cortèges de minéraux lourds essentiels du «Sidérolithique et des Sables du Périgord» (fraction «c»). 73
4 - Cortèges de minéraux lourds essentiels de la Molasse du Fronsadais (fraction «c»). 84
5 - Répartition du grenat et du disthène dans les divers forages. 89
6 - Répartition de la staurotide et de la tourmaline dans les divers forages. 91
7 - Evolution comparée des valeurs du rapport disthène+grenat/staurotide+ tourmaline dans les divers forages. 93
8 - Répartition du disthène à l'Eocène inférieur. 98
9 - Répartition du disthène à l'Eocène moyen. 99
10 - Répartition du disthène à l'Eocène supérieur. 100
11 - Répartition de l'andalousite à l'Eocène inférieur. 101
12 - Répartition de l'andalousite à l'Eocène moyen. 102
13 - Répartition de l'andalousite à l'Eocène supérieur. 103
14 - Répartition de l'andalousite à l'Oligocène. 104
15 - Nature et répartition des formations détritiques infraéocènes. 186
16 - Répartition des minéraux argileux à l'Eocène inférieur et à l'infraéocène. 189
17 - Répartition des minéraux argileux à l'Eocène moyen. 193
18 - Répartition des minéraux argileux à l'Eocène supérieur. 197
19 - Répartition des minéraux argileux à l'Oligocène. 201
20 - Séquences lithologiques et variété des faciès 225
21 - Lithofaciès de l'Eocène moyen et variabilité des faciès. 231
22 - Isobathes du toit de l'Eocène inférieur. 237

LISTE DES FIGURES

1 - Proportions relatives des minéraux lourds essentiels et granulométrie des sédiments dans les Sables du Périgord. 28
2 - Taille des grains de quelques espèces de minéraux lourds dans les Sables du Périgord. 29
a) Vauclaire IV 30
b) Vauclaire IV 5
3 - Cortèges de minéraux lourds dans la coupe des forages de Bassens. 34

4 - Comparaison lithostratigraphique des formations détritiques intra-éocènes à Bassens et Bordeaux La Benauge. 36
5 - Teneur en minéraux lourds et granulométrie des sédiments dans les Sables inférieurs à Bassens. 38
6 - Cortèges de minéraux lourds dans la coupe de forage de Moulon 40
7 - " " " " " " " " " " Landerrouet. 44
8 - " " " " " " " " " " Auriac. 46
9 - " " " " " " " " " " Issigeac. 50
10 - " " " " " " " " " " Ste-Foy-la-Grande 54
11 - " " " " " " " " " " Coutras 3. 56
12 - " " " " " " " " " " Etauliers. 62
13 - Variations du rapport disthène + grenat/ staurotide + tourmaline et lithostratigraphie comparée des forages de Blaye et Etauliers. 63
14 - Cortèges de minéraux lourds dans la coupe du forage de St-Vivien de Médoc. 66
15 - Evolution du degré de résistance des cortèges de minéraux lourds du Jurassique à l'Oligocène dans le Nord de l'Aquitaine. 107
16 - Diffractogrammes de kaolinite. 114
17 - Diffractogramme de Halloysite (Carrière de Pagenol aux Eysies GA 9796). 115
18 - Difractogrammes d'Illite : 116
a) illite pure, GA 9694 (Blanquefort).
b) diverses valeurs du rapport 1001/ 1002.
19 - Diffractogrammes de chlorite (Monségur n° 7). 118
20 - Diffractogrammes de montmorillonite (Malauze). 120
21 - Diffractogrammes d'attapulgite (Roque de Thau). 122
22 - Structure schématique de l'attapulgite (d'après BRADLEY 1940). 123
23 - Diffractogrammes de mélanges naturels kaolinite-chlorite. 126
24 - Nature des argiles dans la coupe du forage de Bordeaux-la Benauge. 128
25 - Diffractogrammes d'argiles de Bordeaux-La Benauge. 129
26 - " " " " " 130
27 - " " " " " 131
28 - Nature des argiles dans la coupe du forage de Pessac-Université. 132
29 - Nature des argiles infraéocènes du forage de Pessac-Université (carotte n° 1). 134
30 - Diffractogrammes d'argiles du forage de Pessac-Université. 135
31 - " " " " " " " 136
32 - Nature des argiles dans la coupe du forage de Bassens. 138
33 - Diffractogrammes d'argiles du forage de Bassens. 140
34 - Nature des argiles du forage de St-Vivien de Médoc. 141
35 - Nature des argiles du forage de Blaye. 143
36 - Diffractogrammes d'argiles du forage de Blaye. 144
37 - Nature des argiles dans la coupe du forage de Moulon. 146
38 - " " " " " " " " d'Auriac. 148
39 - " " " " " " " " de Grignols. 150
40 - Diffractogrammes d'argiles du forage de Grignols. 152

41 - Nature des argiles dans la coupe du forage de Coutras n° 3 153
42 - Diffractogrammes d'argiles du forage de Coutras n° 3. 154
43 - " " " " " " " 154
44 - " " " " " " "
45 - " " " " " " " 155
46 - " " " " " " "
47 - " " " " " " " 155
48 - Nature des argiles dans la coupe du forage de Ste-Foy-la-Grande. 157
49 - Diffractogrammes d'argiles du forage de Ste-Foy-la-Grande. 158
50 - Carrière de Pombonne. Contact Crétacé. Sidérolithique. 163
51 - Diffractogrammes des argiles de Saint-Palais (Charente-Mme). 164
52 - Nature des argiles dans la coupe de Blaye-Pré-Videau. 166
53 - Composition des argiles de l'Eocène supérieur sur le flanc sud de l'anticlinal de Blaye. 168
54 - Nature des argiles de la Molasse inférieure du Fronsadais à Branne (Gironde). 171
55 - Contact des formations oligocènes transgressives sur les argiles éocènes au Puy, commune de La-Lande de Fronsac. 178
56 - Nature des argiles dans les faciès littoraux de l'Oligocène à Montagne Saint-Emilion (Tuilerie Bayard). 180
57 - Nature des argiles des molasses oligocènes à Saint-Etienne de Lisse (Gironde). 181
58 - Associations de minéraux argileux et lithostratigraphie en Bordelais. 184
59 - Evolution de la nature des argiles» de la base au sommet de l'Eocène moyen à Auriac. 184
60 - Corrélations lithostratigraphiques par «loges électriques» dans l'Eocène inférieur du Bordelais. 211
61 - Minéralogie de la fraction argileuse et lithostratigraphie du Paléogène Nord-Aquitain. 212
62 - Détermination graphique de la variabilité lithologique des faciès. 215
63 - Stratigraphie et séquences lithologiques dans le sous-sol du Bordelais (Coupe de Bordeaux-La Benauge). 216
222
223

LISTE DES TABLEAUX

1 - Classement des espèces minérales lourdes dans les montages. 27
2 - Forage de Blaye 1. Minéraux lourds. 60
3 - Minéraux lourds dans les calcaires supérieurs de Blaye. 61
4 - Forage de St-Savin de Blaye. Cortège de minéraux lourds des principales formations. 64

5 - Composition moyenne du cortège de minéraux lourds des Sables de l'Eocène moyen (fraction «b») dans le Blayais. 65
6 - Cortège de minéraux lourds des «Sables inférieurs» dans le forage de Lesparre n° 2. 68
7 - Minéraux lourds essentiels du «Sidérolithique» entre Charente et Dropt (fraction «b»). 70
8 - Minéraux lourds essentiels du «Sidérolithique» entre Charente et Dropt (fraction «c»). 71
9 - Cortège de minéraux lourds des «Sables du Périgord» (fraction «b»). 72
10 - " " " " " " " " (fraction «c»). 75
11 - Cortèges de minéraux lourds des terrains du flanc sud de l'anticlinal de Blaye (fraction «c»). 78
12 - Cortèges de minéraux lourds des calcaires de Saint-Palais (fraction «c»). 79
13 - Cortèges de minéraux lourds de la molasse inférieure du Fronsadais à Branne (fraction «c»). 80
14 - Cortèges de minéraux lourds de la molasse supérieure du Fronsadais (fraction «c»). 82
15 - Cortèges de minéraux lourds de terrains attribués à la molasse de l'Agenais (fraction «c»). 85
16 - Nature des argiles et lithologie des molasses de l'Eocène supérieur dans la coupe du forage d'Auriac. 149
17 - Nature des argiles du Sidérolithique entre Dronne et Dordogne. 165
18 - Composition de la fraction argileuse des «marnes à *Ostrea bersonensis* dans le Blayais. 169
19 - Stratigraphie de l'Eocène supérieur en Médoc selon FABRE. 170
20 - Nature des argiles de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène dans la coupe de Laujac-Coutelin, à Saint-Estèphe (Gironde). 172
21 - Minéraux argileux de l'Oligocène inférieur à Blanquefort (Gironde). 173
22 - Minéraux argileux de l'Oligocène inférieur à Bassens. 174
23 - Minéraux argileux de l'Oligocène à Bayon (Gironde). 175
24 - Minéraux argileux des faciès marneux de l'Oligocène dans le Cubzadais. 176
25 - Minéraux argileux de l'Oligocène dans le Fronsadais. 179
26 - Minéraux argileux du substratum ou de la base de l'Oligocène dans le Cubzadais. 177
27 - Nature des argiles des molasses oligocènes à Moulon (Gironde). 182
28 - Composition du matériel argileux des marnes situées à la limite Eocène-Oligocène dans le forage de Talence Faculté n° 2. 200

INDEX ALPHABETIQUE DES LOCATITES CITEES

AGEN (Lot-et-Garonne) : 14, 234
ALES (Bassin d') : 241
ALSACE : 244
AMBARES (Gironde) : 82
AMBES (Gironde) : 200, 203, 210
ARBIS (Gironde) : 85
ASQUES (Gironde) : 177, 203
AUBRAC : 242
AUDIGNON (Anticlinal d') : 101
AURIAC (Gironde) : 47, 147, 148, 149, 191, 220
AUROS (Gironde) : 14, 203, 234

BAIGNES (Charente) : 70, 71
BASSENS (Gironde) : 33, 36, 37, 57, 79, 100, 125, 137, 138, 139, 140, 173, 174, 187, 200, 203, 217
BAYON (Gironde) : 174, 175, 179, 203
BAZADAIS : 14, 95, 100
BEARN : 231, 240
BEAURONNE (Dordogne) : 75, 164, 165
BERGERAC (Dordogne) : 162
BERGERACOIS : 14, 70
BIARRITZ (Basses-Pyrénées) : 240
BIGANOS (Gironde) : 14
BLANQUEFORT (Gironde) : 82, 116, 173, 203, 233, 235
BLASIMON (Gironde) : 181, 182
BLAYE (Gironde) : 57, 59, 60, 142, 143, 144, 164, 166, 213
BLAYE (Anticlinal de) : 14, 79, 80, 105, 165, 168, 174, 187, 191, 195, 203, 235
BLAYAIS : 59, 65, 102, 196
BOMMES (Gironde) : 11, 14
BORDELAIS : 33, 42, 75, 81, 88, 100, 171, 185, 188, 191, 230
BORDEAUX (Synclinal et faille de) : 13, 48, 57, 210
BORDEAUX - LA - BENAUGE (Forage de) : 14, 35, 100, 117, 129, 130, 131, 210, 213, 214, 217
BOULIAC (Gironde) : 12, 14, 210, 213, 235
BOURBONNAIS : 242
BOURGNAC (Dordogne) : 72, 75, 164, 165
BRANNE (Gironde) : 80, 85, 97, 170, 181, 203
BRAY (Pays de) : 246
BREUILH (LE, Dordogne) : 81
BRUGES (Môle de... Gironde) : 13
BRUXELLES (Bassin de) : 246
BUISSON (LE, Dordogne) : 76

CABARA (Gironde) : 82, 203
CADILLAC - EN -FRONSADAIS (Gironde) : 176, 203
CADOUIN (Dordogne) : 163
CAMBLANES (Gironde) : 203
CAPDROT (Dordogne) : 70, 71
CARCANS (Ride de) : 13, 14, 191
CARCASSONNE (Bassin de) : 241
CASTELNAU - MEDOC (Faille de) : 13
CASTRES (Gironde) : 101, 200
CAUZAC (Lot-et-Garonne) : 14
CENON (Gironde) : 14
CHAPDEUIL - LA - TOUR - BLANCHE (Anticlinal de... Dordogne) : 102, 107
CISSAC (Gironde) : 169, 172
CLERAC (Charente-Maritime) : 161
CLOTTE (LA, Charente-Maritime) : 14
COIRAC (Gironde) : 85
CORBIERES : 240, 241
COUQUEQUES (Gironde) : 235
COUTRAS (Gironde) : 27, 57, 58, 79, 95, 152, 153, 154, 155, 156
COUZE (Dordogne) : 14
CREYSSE (Dordogne) : 70, 71
CROIX - D'HINS (Synclinal de) : 13
CUBZAC - LES - PONTS (Gironde) : 177, 203
CUBZADAIS : 176, 177
CUSSAC (Gironde) : 230

DORDOGNE (Dépression de la basse) : 224, 233
DOUBLE : 171
DRONNE : 105

EGLISE - NEUVE D'ISSAC (Dordogne) : 165
ENTRE - DEUX - MERS : 14, 81, 83, 88, 171, 174, 180, 233, 235
ETAULIERS (Gironde) : 61, 63, 220
EYZIES (LES, Dordogne) : 70, 71, 115, 163

FLOIRAC (Gironde) : 14
FOUILLOUX (LE, Charente-Maritime) : 70, 71, 72, 75, 161
FRONSAC (Gironde) : 59, 80, 81, 82, 170, 203
FRONSADAIS (Molasse du) : 170, 172, 173, 179, 181, 199, 203

GAMMAREIX (Dordogne) : 70, 71
GERS : 97

GIRONDE (Gironde) : 82, 85, 181
GORNAC (Gironde) : 183
GRIGNOLS (Gironde) : 151, 152
GUITRES (Gironde) : 28

HAMPSHIRE : 245
HOURTIN (Synclinal de) : 13

INDRE : 242
ISLE : 105
ISSIGEAC (Dordogne) : 51, 96, 160

JAU (Gironde) : 67, 68
JONZAC (Anticlinal de) : 14
JUILLAC (Gironde) : 82, 83
JURA : 244

KENT : 245

LA - LANDE - DE - FRONSAC (Gironde) : 82, 177, 178
LAMARQUE (Gironde) : 187
LANDERROUET (Gironde) : 43, 200
LANGUEDOC : 240, 244
LAVAZAN (Gironde) : 203
LEOGNAN (Gironde) : 187, 210, 213, 233
LESPARRE (Gironde) : 67, 68, 79
LIBOURNAIS : 14, 41, 80, 81, 101, 180, 203, 230
LIMAGNE : 242, 243
LISTRAC (Anticlinal de) : 14, 191, 135
LOT - ET - GARONNE : 14, 69, 95, 97
LUDON (Gironde) : 235
LUSSAGNET (Landes) : 101

MALAUZE (Tarn-et-Garonne) : 120
MANO (Anticlinal de) : 13
MAREUIL (Anticlinal de) : 98, 102
MARMISSON (Gironde) : 168
MARTRES (Gironde) : 85
MASSIF - CENTRAL : 104, 105, 106, 242, 244, 248

MAURENS (Gironde) : 70, 71
MEDOC : 10, 13, 67, 169, 170, 172, 187, 196, 229
MIRAMONT (Lot-et-Garonne) : 220
MIRAMONT (Zone haute de) : 14, 102, 224, 230, 234
MONSEGUR (Gironde) : 118, 191, 220
MONTAGNE NOIRE : 240, 241
MONTAGNE St EMILION (Gironde) : 180, 203
MONTCARRET (Dordogne) : 82
MONTGUYON (Charente - Maritime) : 59, 70, 71, 171
MONTUSSAN (Gironde) : 82, 174, 203
MORIZES (Gironde) : 181
MOULON (Gironde) : 41, 43, 57, 79, 80, 100, 145, 181, 182, 200, 203

ORIOLLES (Charente) : 70, 71, 72

PAILLET (Gironde) : 14
PARIS (Bassin de) : 245, 246, 247
PAUILLAC (Gironde) : 187
PAUILLAC (Synclinal de) : 13, 172, 230
PESSAC (Gironde) : 133, 135, 136, 187, 203, 210, 213, 214, 217
PLANTAUREL : 188, 240, 241
PLASSAC (Gironde) : 65, 168
POITOU (Seuil du) : 243
POMBONNE (Dordogne) : 70, 71, 72, 162, 163
PORGE (LE, Gironde) : 13, 187
PORT - SAINTE - FOY (Dordogne) : 82, 83, 85, 183
PUJOLS (Gironde) : 85
PYRENEES : 97, 104, 240

RAZAC (Dordogne) : 83
RENNES (Bassin de) : 243
REOLAIS : 234
ROQUE - DE - THAU Commune de Tauriac (Gironde) : 122, 168, 174, 203

SADIRAC (Gironde) : 213
SAINT-ANDRE DE CUBZAC (Gironde) : 64, 81, 82, 176, 177, 203
SAINT- AULAYE (Dordogne) : 165
SAINT-ESTEPHE (Gironde) : 172, 200, 203
SAINT-ETIENNE - DE - LISSE (Gironde) : 82, 181, 203
SAINTE-EULALIE (Gironde) : 81, 174, 203
SAINTE-FOY-LA-GRANDE (Gironde) : 41, 52, 79, 95, 158, 159, 181, 217, 220

SAINT-JEAN-DE-BLAIGNAC (Gironde) : 85
SAINT-MACAIRE (Gironde) : 203
SAINT-MEDARD-EN-JALLES (Faille de) : 13
SAINT-PALAIS (Charente-Maritime) : 77, 79, 164
SAINT-PIERRE-DE-BATS (Gironde) : 85
SAINT-ROMAIN-LA-VIRVEE (Gironde) : 176, 177, 203
SAINT-SAVIN-DE-BLAYE (Gironde) : 64, 65
SAINT-VIVIEN-DE-MEDOC (Gironde) : 67, 68, 79, 141
SAINT-YZAN-MEDOC (Gironde) : 11, 187, 235
SAUVETERRE (Gironde) : 181, 182, 203, 220
SAVOIE : 244

TALENCE (Gironde) : 199, 200
TARGON (Gironde) : 191, 203, 220

VAUCLAIRE (Dordogne) : 28, 29, 72, 75, 76, 97, 171
VERTHEUIL (Gironde) : 172
VEYSSIERE (LA, Dordogne) : 72, 75, 164, 165
VILLAGRAINS - LANDIRAS (Anticlinal de) : 13, 187, 191, 195, 196, 233, 235

TABLE DES MATIERES

Pages

- PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION 1

- DEUXIEME PARTIE

LES DONNEES GEOLOGIQUES

I - PREMIERES ETUDES SUR LE TERTIAIRE 9

II - LE CADRE DE L'ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE 11

1) Le cadre structural :

a) Le substratum mésozoique

b) L'évolution tectonique au cours du Paléogène

2) Le cadre stratigraphique :

3) Le cadre paléogéographique :

III - PROBLEMES ABORDES 18

1) Questions à résoudre

2) Méthodes utilisées

a) analyse lithologique

b) analyse minéralogique

c) analyse séquentielle

3) Principes d'interprétation lithostratigraphique

- TROISIEME PARTIE

ETUDE MINERALOGIQUE DES SABLES

I - PRINCIPES DE L'ETUDE MINERALOGIQUE DES SABLES

1) Buts de l'étude 25

2) Méthode de l'étude :

1°) Observation sur la «technique» de préparation des minéraux lourds. 26

2°) Assemblages de minéraux lourds et nature du sédiment. 27

a) Influence du grano classement des sédiments sur la répartition des minéraux lourds 27

b) Rôle de la densité dans la répartition des minéraux lourds 28

c) Altérabilité et conservation des minéraux lourds 30

d) Concentrations particulières de minéraux lourds 32

II - ETUDE MINERALOGIQUE DE LA FRACTION SABLEUSE PAR LES MINERAUX LOURDS
(A) FORMATIONS SABLEUSES RECONNUES EN FORAGES
1) Bordelais :
1) Forage de Bassens-Pierrefitte n° 2 33
2) Forage de Bassens-Everite 36
3) Conclusions 41
2) Libournais : Forage de Moulon 41
3) Forage de Landerrouet 43
4) Forage d'Auriac 47
5) Forage d'Issigeac II 51
6) Forage de Ste-Foy-la-Grande 52
7) Forages de Coutras
a) Forage de Coutras III 57
b) Forage de Coutras II 58
8) Blayais :
a) Forage de Blaye I 59
b) Forage d'Etauliers 61
c) Forage de St-Savin de Blaye 64
d) Forage de Plassac 65
9) Médoc :
a) Forage de St-Vivien du Médoc 67
b) Forage de Lesparre II 67
(B) LES MINERAUX LOURDS DES FORMATIONS TERRIGENES ACCESSIBLES A L'AFFLEUREMENT
1) Introduction 69
2) Formations sableuses de la bordure Nord Aquitaine 70
3) Formations sableuses mollassiques
a) Nature et genèse des molasses 76
b) Les molasses de l'Eocène supérieur 77
c) Les molasses de l'Oligocène 80
1°) Molasses supérieures du Fronsadais 81
2°) Molasses de l'Agenais 83
III - INTERPRETATION GENERALE DES ASSOCIATIONS DE MINERAUX LOURDS.
1) Variations des cortèges dans le temps et lithostratigraphie.
a) Bordelais 88
b) Domaine nord-occidental 88
c) Domaine Sud-Est 88
d) Domaine continental du Nord-Est 95
2) Répartition des minéraux lourds et provinces distributives
a) Minéraux à très grande résistance 96
b) Minéraux à moyenne résistance 97

c) Espèces labiles 103
d) Nature et disposition des provinces distributives 104
3) Répartition des minéraux lourds et évolution paléogéographique du bassin nord-aquitain.
a) Le bassin 105
b) Le cadre du bassin 106

- QUATRIEME PARTIE
LA SEDIMENTATION ARGILEUSE
I - LES MINERAUX ARGILEUX
1) Techniques d'étude des argiles : 111
a) Choix des méthodes 111
b) Techniques utilisées 112
2) Critères d'identification pratique des minéraux argileux 114
a) Minéraux à deux couches
Kaolinite 114
Halloysite 115
b) Minéraux à trois couches
Illite 115
Chlorite 118
Montmorillonite 119
Vermicule 121
c) Minéraux fibreux
Attapulgite 122
d) Minéraux argileux interstratifiés 122
3) Dosage des minéraux argileux
a) Dosage absolu 124
b) Dosage relatif 125
II - LES SEDIMENTS ARGILEUX DANS LE PALEOGENE NORD AQUITAIN
(A) ETUDE DES COUPES DE FORAGES
1) Forage de Bordeaux-La Benauge 129
2) Forage de Pessac-Université 133
3) Forage de Bassens 137
4) Forage de St-Vivien de Médoc 141
5) Forage de Blaye I 142
6) Forage de Moulon 145
7) Forage d'Auriac 147
8) Forage de Grignols 151
9) Forage de Coutras III 152
10) Forage de Ste-Foy-la-Grande 158
11) Forage d'Issigeac 160
(B) ETUDE DES AFFLEUREMENTS
1) Formations de l'Eocène inférieur

a) Sidérolithique des Charentes 161
b) Sidérolithique de Dordogne 162
2) Formations de l'Eocène moyen
a) Formations marines : 163
- En bordure de la Gironde
- A Blaye 164
b) Formations continentales 164
3) Formations de l'Eocène supérieur
a) Dôme de Blaye 165
b) En médoc 169
- Fronsac
c) Dans le fond des grandes vallées 170
- Branne
d) Des «Sables du Périgord» 170
4) Formations de l'Oligocène 171
a) En Médoc 172
b) En Bordelais 173
c) Sur la rive droite de la Gironde 175
d) Dans le Cubzadais 176
e) Dans le Libournais 180
f) Dans l'Entre-deux-Mers 181
III - INTERPRETATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE DES SEDIMENTS ARGILEUX
1) Associations de minéraux argileux et lithostratigraphie 185
2) Répartition des minéraux argileux dans les formations 187
a) Formations continentales infra-éocènes 187
b) Formations de l'Eocène inférieur 188
c) Formations de l'Eocène moyen 191
1°) Répartition des minéraux argileux dans le temps 191
2°) Variations latérales de la composition du matériel argileux 192
d) Terrains de l'Eocène supérieur
1°) Répartition des minéraux argileux dans les successions verticales 196
2°) Variations latérales 196
e) Formations de l'Oligocène
1°) Passage de l'Eocène à l'Oligocène 199
2°) Les argiles des principales formations oligocènes 200
3°) Limite supérieure de l'Oligocène 203

- CINQUIEME PARTIE -
LITHOSTRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE DU PALEOGENE NORD-AQUITAIN

I - LITHOSTRATIGRAPHIE
1) Principes et méthodes de la lithostratigraphie 207
a) La chronologie géologique 207
b) Formations et lithozones 207
c) Lithozones et cycles sédimentaires 208
d) Lithozones et paléogéographie 209
2) Carrélations lithologiques 209
a) Utilisation des diagraphies électriques 210
b) Utilisation des données minéralogiques 213
c) Utilisation des rythmes et séquences sédimentaires 218
1°) Principe de la méthode : 218
a) Les causes de l'évolution lithologique 218
b) Séries virtuelles et séquences 219
c) Les rythmes de sédimentation 220
2°) Applications :
a) La série virtuelle fondamentale 220
b) La variabilité des faciès 221
c) Examen comparatif des séquences chronologiques 222
II - INTERPRETATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES DU PALEOGENE NORD-AQUITAIN
1) Définitions et principes 227
2) Les figurations paléogéographiques 227
3) Les cartes de lithofaciès 227
a) Principes de construction 227
b) Réalisation pratique 228
c) Interprétation d'une carte des lithofaciès de l'Eocène moyen 228
III - INTERPRETATION PALEOCLIMATIQUE DE LA SEDIMENTATION TERRIGENE
HYPOTHESES RELATIVES A L'EVOLUTION DES SURFACES CONTINENTALES BORDANT LE BASSIN AQUITAIN 239
1) Bassin aquitain :
a) Aquitaine méridionale 239
b) Petites Pyrénées et Corbières 240
c) Languedoc-Montagne Noire 240
d) Bassin de Carcassonne 241
2) Massifs bordant le bassin aquitain :
a) Massif Central 242
b) Seuil du Poitou 243
c) Massif armoricain 243
3) Bassins subalpins : 244
4) Bassin anglo-parisien : 244
5) Les climats du Paléogène :
a) Infra-éocène 247

b) Eocène inférieur 247
c) Eocène moyen 247
d) Eocène supérieur 248
e) Oligocène 248

- SIXIEME PARTIE -
CONCLUSIONS 253

BIBLIOGRAPHIE 257
LISTE DES CARTES 275
LISTE DES FIGURES 275
LISTE DES TABLEAUX 277
LISTE DES LOCALITES citées dans le texte 279